

UNIVERSITETET I OSLO  
Institutt for geofag  
Avdeling MetOs

**Operasjonell bruk  
av PV-analyse i  
værvarsling mhp.  
eksplosive  
frontlavtrykk**

Masteroppgave i  
meteorologi

Helga Therese  
Tilley Tajet

1. juni 2010





# Forord

Hovedveileder for denne oppgaven har vært Jón Egill Kristjánsson ved Institutt for Geofag ved Universitetet i Oslo. Oppgaven er gitt av medveileder Tor Helge Skaslien, andre medveiledere har vært Bjørn Røsting og Bjart Eriksen alle tre ved Meteorologisk institutt. Jeg vil takke alle fire for god veiledning, konstruktive tilbakemeldinger og fine diskusjoner.

Takk til mine fantastiske medstudenter som gjør skolehverdagen lettere og morsommere, livet i “Parken” hadde ikke vært det samme uten dem! De har også hjulpet meg ved diskusjoner og tilbakemeldinger.

Til slutt vil jeg takke alle kjære og nære for noe faglig og mye ikkefaglige bidrag i løpet av arbeidet med oppgaven. Dere har gjort hverdagen min lysere når jeg er stresset over masteren med omtanke, meng og hyggelige telefonsamtaler. Takk til min snille tante Unn Elisabeth Tilley Solhaug for hjelp med korrekturlesingen.

Oslo, mai 2010  
Helga Therse Tilley Tajet





# Abstract

Forecasting severe weather events is of great importance, especially since it can have impact on life and society. Even though numerical weather prediction (NWP) models have had great improvements in the last decade, some severe cyclogenesis fail to be forecasted, especially in data-sparse regions. For meteorologists on duty it is important to use all available information to make the best possible forecast. Potential vorticity (PV) field can be superimposed onto a water vapour (WV) image to find mismatches, or similarities, between the output coming from the NWP model and the reality. Comparison between pseudo water vapour (PWV) images and WV images can also be used for the same purpose.

This thesis investigates four selected low pressure developments during autumn 2009 and spring 2010, with emphasis on comparison between PV fields and WV images, or between WV images and PWV images. If deviations were found in the interpretation between these fields, an attempt to improve the initial state of the weather forecast was made with PV modifications.

In one of these cases there was mismatch between the PV field in the upper troposphere and the WV image, and also between the PWV image and the WV image. In this case PV modification was done, and a new initial height field was obtained by PV inversion. The new modified height field was compared with the ensemble members from NORLAMEPS (Norwegian Limited Area Model Ensemble Prediction System). The ensemble members which were similar to the new modified initial field were chosen. 54 % of these members gave a better prognosis of the low pressure system than the original forecast, in comparison to 17.5 % before using this method. On this basis a meteorologist on duty could have made a better forecast.



# Innhold

<b>Forord</b>	<b>i</b>
<b>Abstract</b>	<b>iii</b>
<b>1 Innledning</b>	<b>1</b>
<b>2 Teori</b>	<b>5</b>
2.1 Virvling og potensiell virvling . . . . .	5
2.2 PV-anomali . . . . .	8
2.2.1 Påvirkning . . . . .	8
2.2.2 Rossby penetreringshøyde . . . . .	11
2.2.3 Diabatiske effekter . . . . .	11
2.3 Vertikale luftbevegelser . . . . .	13
2.4 Hjelpemidler i varsling . . . . .	15
2.4.1 Vanndampbilder . . . . .	15
2.4.2 PV og vanndampbilde . . . . .	18
2.4.3 Pseudo-vanndampbilde . . . . .	18
2.5 Ensemblevarsling . . . . .	19
2.5.1 Ensembleprognoser . . . . .	19
2.5.2 Perturbasjoner . . . . .	21
<b>3 Modell og metode</b>	<b>23</b>
3.1 HIRLAM . . . . .	23
3.2 PV-invertering . . . . .	24
3.3 LAMEPS . . . . .	25
3.4 NORLAMEPS . . . . .	26
3.5 Varslingsmetodikk ved modellvalg . . . . .	27
<b>4 Resultater og tolkning</b>	<b>29</b>
4.1 7. - 9. september 2009 . . . . .	29
4.2 Fredag den 13. . . . .	35
4.2.1 Forskjell i modellene . . . . .	36
4.2.2 Bruk av pseudo-vanndampbilder og PV . . . . .	38
4.3 Skyhatt 18. november . . . . .	41
4.3.1 Pseudo-vanndampbilde . . . . .	43
4.3.2 PV-invertering . . . . .	43

4.3.3	Bruk av LAMEPS . . . . .	46
4.3.4	Bruk av NORLAMEPS . . . . .	52
4.4	“Ask” . . . . .	57
<b>5</b>	<b>Oppsummering og konklusjon</b>	<b>61</b>
	<b>Referanser</b>	<b>63</b>

# Kapittel 1

## Innledning

Å varsle kraftig vær blir nødvendigvis lagt stor vekt på, da det ofte får følger for liv og skadeverk i samfunnet. Ekstremvær er ofte lokalisert i tid og rom, og kan av den grunn være vanskelig å få varslet godt og nøyaktig nok. Selv om de numeriske operasjonelle værvarslingsmodellene blir bedre og bedre, er det fremdeles mange mesoskala og synoptiske fenomen i sensitive områder som har for dårlige prognoser. Av den grunn er det svært viktig å alltid følge grundig med på hvordan modellene fanger opp utviklinger i atmosfæren. For å gjøre dette, må modellen bli sammenliknet med det nærmeste vi kommer atmosfærens sanne utvikling; observasjoner.

I løpet av høsten 2009 og våren 2010 var det flere lavtrykksutviklinger som førte med seg kraftig vær som meteorologene måtte ta hensyn til på vakt. Her har jeg valgt å studere fire lavtrykksutviklinger som fant sted i denne perioden. Disse er valgt siden de påvirket Nord-Europa, jeg har hatt mulighet til å følge dem i nåtid og det er gode observasjoner av disse utviklingene.

En måte å kontrollere værvarslingsmodellene er å sammenlikne vanndamp-bildet fra satellitt med potensiell virvling (PV) i øvre troposfære, videre kalt PV-vanndamp-metoden. Dette er gunstig fordi satellittene tar bilde ovenifra og ned, og har derfor et nøyaktig bilde av strømningsmønsteret i den øvre troposfæren. PV følger stratosfæreluft som synker og er ansvarlig for dannelse av type B syklonutviklinger<sup>1</sup>. Når luft synker ned fra stratosfæren hvor den statiske stabiliteten er høy, vil dette sette opp syklonisk virvling når den kommer inn i troposfæren, hvor den statiske stabiliteten er lav. Dette er på grunn av bevarelsesegenskapene til PV (Kristjánsson m.fl., 1999).

Tropopause buktninger (“folding”) med nedsynkende luft fra stratosfæren inn i troposfæren, er et kjennetegn på startfasen til syklogenese som er observert i mange sykkloner på synoptisk- og mesoskala (f. eks. Santurette

---

<sup>1</sup>Type B syklonutviklinger er lavtrykk som har sin opprinnelse fra tropopausen, og utvikler seg derfra og nedover, ovenifra og ned utvikling. Type A syklonutviklinger er lavtrykk som har sin opprinnelse på bakkenivå, og beveger seg oppover i troposfæren, nedenifra og opp utvikling. (Pettersen og Smebye, 1972).

og Georgiev (2005)). Dette kjennetegnet synes tydelig i satellittbilder med et mørk grått eller svart område (Weldon og Holmes, 1991). Resultater fra forskning på syklogenese ved hjelp av satellittbilder, er gjort blant annet av Böttger m.fl. (1975) som studerte 22 tilfeller hvor hurtig syklogenese oppstod og det var observert en skyhatt i satellittbildene, og Evans m.fl. (1994) studerte 50 vær-situasjoner, hvor 46 av dem fikk hurtig lavtrykksutvikling når signifikante kjennetegn ble sett i satellittbildene.

Det finnes mange resultater fra arbeid med sammenlikning mellom PV-felt og vanndampbilder ved flere forskjellige lavtrykksutviklinger. Røsting og Kristjánsson (2008) gjorde PV-modifikasjoner på stormen “Gudrun” som herjet i Skandinavia januar 2005. Her ga prognosen feil plassering og for sterkt lavtrykksenter i syklonen. I sammenlikningen mellom vanndampbildet og PV-feltet var det avvik, derfor gjorde de editering av PV-feltet, inverterte dette og fikk et nytt modifisert høydefelt. De tok også hensyn til hvor SV-ene (singulær vektorene) ga plassering av de mest sensitive områdene. Videre gjorde de en rekjøring av det modifiserte høydefeltet slik at de fikk en ny modifisert prognose. Den nye modifiserte prognosen stemte bedre med hvordan vær-situasjonen utviklet seg enn hva den opprinnelige prognosen gjorde.

Dagens numeriske værvarslingsmodeller (NWP<sup>2</sup> modeller) produserer sjeldent betydelige varslingsfeil på korttid (dvs. +48 timer), men i data-fattige områder som for eksempel Nord-Atlanteren og områder fra Grønland til Nord-Canada, kan det oppstå vesentlige varslingsfeil (Røsting og Kristjánsson, 2006). Her har Røsting og Kristjánsson (2006) studert tre vinterstormer over Nord-Atlanteren som nettopp er et område med lite datainformasjon, hvor alle tre situasjonene ble feilvarslet. Problemet var at lavtrykkene utviklet seg så hurtig at modellene ikke klarte å få med utviklingene. Her ble PV-vanndamp-metoden benyttet over sensitive områder, som også ble bekreftet ved hjelp av SV-er. Justering av PV-feltene sammenliknet med vanndampbildene i områder som også var sensitive ut fra SV-ene, ga signifikant positiv påvirkning på rekjøringen av modellen. Omvendt ga korreksjon av PV-anomalier i ikke-sensitive områder ingen effekt i rekjøringen. Røsting og Kristjánsson (2006) konkluderer med at PV-vanndamp-SV metoden har stort potensial til å bli operasjonell siden PV-felt kan bli modifisert interaktivt, en prosedyre som reduserer tiden til å lage en ny analyse, og en ny rekjøring til under en time i flere tilfeller.

Disse to, og i tillegg flere undersøkelser har vist positive resultater ved bruk av PV-vanndamp-metoden, f. eks. Røsting m.fl. (2003), Santurette og Georgiev (2005) og Demirtas og Thorpe (1999). Demirtas og Thorpe (1999) sier at nøyaktigheten til analysen er en betydelig faktor som bestemmer kvaliteten til prognosen fra den numeriske værvarslingsmodellen. Feil i analysen kommer fra feil i bakgrunnsfeltet modellen bruker, og utilstrekkelige observasjoner.

---

<sup>2</sup>Numerical Weather Prediction

Målet med denne oppgaven er å finne ut om bruk av PV-invertering er operasjonelt gunstig for meteorologer på vakt, når de ser avvik mellom modellen og virkeligheten, da spesielt ved eksplosive frontlavtrykk.

Målsettingen var i utgangspunktet å gjøre en PV-invertering for å få et nytt modifisert initialfelt i en av lavtrykkssituasjonene. For så å gjøre en rekjøring med dette modifiserte initialfeltet, og få en ny modifisert prognose, enten på vakt og/eller i ettertid. Denne målsettingen ble ikke mulig grunnet datafiler som ikke ble ferdigstilt innenfor rimelig tid før innleveringsfristen. Dermed måtte vi gå over til plan B. I plan B skulle jeg også gjøre en PV-invertering for å få et nytt modifisert initialfelt. I stedet for en rekjøring av det modifiserte feltet, skulle jeg sammenlikne det modifiserte feltet med NORLAMEPS. Da kunne jeg finne ut om noen av ensemblemedlemmene var likt mitt nye modifiserte felt. For videre å se hvordan prognosen til disse ensemblemedlemmene utviklet seg fremover i tid.

Det har blitt gjort mange undersøkelser av NORLAMEPS, med positive resultater (f. eks. Frogner og Iversen (2001), Frogner og Iversen (2002) og Frogner m.fl. (2006)). Derimot er denne metoden med å se på utviklingen til de ensemblemedlemmene som likner mest på et nytt modifisert felt i starttidspunktet ny.

Oppgaven er lagt opp på følgende måte: Kapittel 2 tar for seg bakgrunnteorien. Dette omhandler PV i en stor grad, hvordan egenskapene til PV er og hvordan PV påvirker atmosfæren. I tillegg kommer teori om hjelpemidler brukt i værvarsling og ensembleprognoser. Videre vil kapittel 3 beskrive hvilken modell og metode som er brukt, i tillegg til noe om varslingsmetodikk. Resultater vil bli beskrevet og tolket i kapittel 4. Kapittel 5 gir en avslutning med oppsummering og konklusjon.





# Kapittel 2

## Teori

Siden oppgaven handler om operasjonell bruk av PV-analyse i værvarsling, vil jeg beskrive teorien bak, og bruk av PV i dette kapitlet. I tillegg kommer beskrivelse av vanndampbilder og syntetiske-vanndampbilder som er noen av hjelpemidlene innenfor værvarsling. Siden vertikale luftbevegelser er viktig innenfor syklogenese vil det bli beskrevet. Til slutt vil ensemblevarsling bli forklart.

### 2.1 Virvling og potensiell virvling

Siden virvling er en av nøkkelvariablene i synoptisk dynamikk (Santurette og Georgiev, 2005), er det viktig å ha en forståelse av hva dette er. Hoskins (1997) beskriver virvling som et mål på den lokale rotasjonen til atmosfæren. Virvling har både retning og størrelse som blir angitt med en virvlingsvektor. Man kan tenke seg en luftsyylinder som sirkulerer rundt virvlingsvektoren, dette er virvlingen. Virvling er sirkulasjon rundt en luftsyylinder,  $C$ , pr. areal,  $A$ ,  $\frac{\delta C}{\delta A} = \zeta$  (Holton, 2004). Likningen kan skrives om til  $C = \bar{\zeta} A$ , der  $\bar{\zeta}$  er romlig snitt av virvlingen inne i luftsyylinderen, og  $A$  er arealet til luftpakkesylderens grunnflate. Sirkulasjonen vil være bevart. Derfor når en luftsyylinder strekkes og arealet blir mindre, vil virvlingen øke. Motsatt skjer hvis luftsyylinderen komprimeres, da øker arealet og virvlingen må avta for at sirkulasjonen skal være bevart. Dette er vist i figur 2.1, hentet fra Hoskins (1997).

Absolutt virvling,  $\zeta_a = f\mathbf{k} + \zeta$ , er satt sammen av vertikalkomponenten til Coriolisparameteren,  $f = 2\Omega \sin \phi$  ( $\Omega$  er jordens rotasjonshastighet ( $\frac{2\pi}{24 \text{ timer}}$ ) og  $\phi$  er breddegrad) og relativ virvling

$$\zeta = \nabla \times \mathbf{u}$$

hvor  $\mathbf{u}$  er den tredimensjonale (3D) vindhastigheten,  $\mathbf{u} = (u, v, w)$ . Det vil si at den absolutte virvlingen er avhengig av jordens rotasjon og den relative virvlingen til systemet.

Potensiell virvling (PV) er en parameter som blir mye brukt innenfor meteorologi. Hoskins m.fl. (1985) forklarer at ideen ved PV er at det er et

potensial for å lage virvling ved meridional forflytning, og ved adiabatisk forandring mellom avstanden til isentroplagene. PV er gitt i potensiell virvlingsenheter (PVU<sup>1</sup>), hvor  $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ . Matematisk kan PV beskrives ved hjelp av Ertels potensielle virvlingslikning (PV-likningen), fra Ertel (1942), gitt med

$$PV = \frac{1}{\rho} \zeta_a \cdot \nabla \theta \quad (2.1)$$

hvor  $\rho$  er luftens tetthet,  $\zeta_a$  er absolutt virvlingsvektor og  $\nabla \theta$  er den tredimensjonale gradienten til potensiell temperatur. Potensiell temperatur er den temperaturen en luftpakke ville fått hvis den ble hevet/senket adiabatisk (ingen varmeutveksling) til et referansetrykk (ofte 1000 hPa). I likning (2.1) ser man at PV er et produkt av absolutt virvling og statisk stabilitet. Hvis bevegelsen til luftpakken er friksjonsfri og adiabatisk ( $\theta = \text{konstant}$  når man følger luftpakken), får man det kjente resultatet (Hoskins m.fl., 1985), at den potensielle virvlingen blir lik en konstant når man følger pakken, PV er konstant i likning (2.1). Dette er Ertels teorem for adiabatisk og friksjonsfri bevegelse, her er PV bevart for en helt tredimensjonal, ikke hydrostatisk bevegelse.

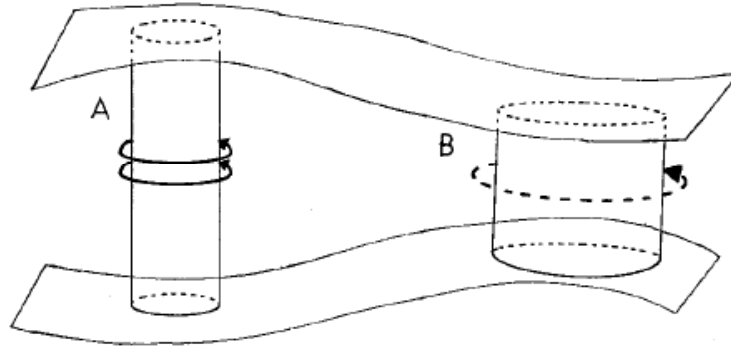
Bruker man hydrostatisk approksimasjon ( $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ ) og anvender Ertels potensielle virvellikning, blir den isentropiske formen av potensiell virvlingslikningen

$$PV = \zeta_{a\theta} \left( -g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (2.2)$$

(Hoskins m.fl., 1985). Hvor  $g$  er tyngdekraften,  $\theta$  er potensiell temperatur og  $p$  er trykket,  $\frac{\partial \theta}{\partial p}$  er hvordan den potensielle temperaturen forandrer seg

---

<sup>1</sup>Potential Vorticity Unit



**Figur 2.1:** Strekking, A, og sammenpressing, B, av to sylindere avgrenset av to isentropflater (potensiell temperatur,  $\theta$ ). I A øker virvlingen og i B minsker virvlingen. (Hoskins, 1997).

med trykket, som er et mål på den statiske stabiliteten.  $\zeta_{a\theta} = f + \zeta_\theta$  er absolutt isentropisk virvling, hvor  $f$  er Coriolisparameteren som tidligere og  $\zeta_\theta$  er relativ isentropisk virvling i vertikalen

$$\zeta_\theta = \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right)_\theta - \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta$$

likt som tidligere, med vindhastighetene  $u, v$  og  $dx, dy$  er inkrementer i avstanden i horisontalplanet. Partiell derivasjonen er utført langs en isentropisk flate, dvs.  $\theta = \text{konstant}$  langs flaten.

Hoskins (1997) sier at de to basisegenskapene til PV er:

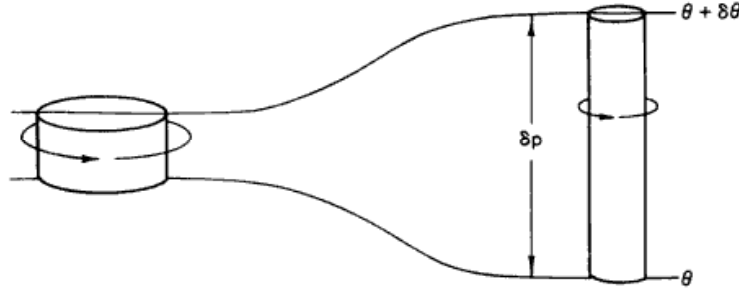
1. **Bevarelse.** Hvis bevegelsen er adiabatisk og friksjonsløs, er PV bevart i bevegelse med luften.
2. **Invertibilitet.** Gitt PV fordelingen, passende grenseflatebetingelser og en balansebetingelse, kan PV-likningen (2.1) bli løst for å finne geopotensiell høyde, vindfelt, vertikalhastighet, potensiell temperatur, etc. Invertibilitetsprinsippet holder uansett om diabatiske effekter (med varmeutveksling) eller friksjon spiller inn.

Begge disse egenskapene gjør PV til en veldig bruksnyttig parameter. Hvis man har en sylindervekt avgrenset mellom to isentropflater, som vist i figur 2.1, også i figur 2.2, hentet fra Holton (2004), vil virvlingen øke når avstanden mellom isentropene øker. Det er fordi den statiske stabiliteten avtar, og da må den isentropiske virvlingen øke for at PV skal være bevart. Det samme gjelder andre veien; hvis luftsynderen blir komprimert, avtar virvlingen. I atmosfæren fungerer dette likt ved at når en luftpakke strekkes, øker virvlingen og når luftpakken presses sammen, avtar virvlingen.

I troposfæren er PV-verdiene generelt lave og uniforme<sup>2</sup>, i nedre til midte troposfære varierer de mellom 0.3 - 0.5 PVU, og når 1 PVU i øvre troposfære. Over dette øker PV-verdiene hurtig med høyden og får høye verdier i stratosfæren, dette er på grunn av sterk økning i statisk stabilitet (Santurette og Georgiev, 2005). Dette kan man lett se ut fra likning (2.2); hvis stabiliteten ( $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ ) øker og de andre faktorene holdes konstant, må PV øke. Det samme gjelder selvfølgelig også i motsatt tilfelle. I troposfæren hvor stabiliteten er svak, er PV mindre. Det er vanlig å definere tropopausen som  $\sim 1.5$  PVU flaten, som deler troposfæren fra stratosfæren, med mindre verdier under og høyere verdier over. PV endres ikke bare i høyden, men varierer også i breddegrad, nær ekvator er PV-verdiene mindre, og det er vanskelig å definere tropopausen ved hjelp av PV (Hoskins, 1997).

---

<sup>2</sup>PV-verdiene kan også bli høye i troposfæren, ved for eksempel tropopause buktinger og latent varme utslipp ved bakken.



**Figur 2.2:** Bevarelse av PV ved adiabatisk bevegelse av en sylinder. Figur fra Holton (2004).

På grunn av bevarelsesegenskapen til PV kan man følge stratosfæreluft som trenger ned i troposfæren ved å se på de høye PV-verdiene. Når stratosfæreluft trenger seg ned, kalles dette en tropopause fold/buktning, en PV-anomali, et område med lav tropopause høyde eller et tråg. Her vil også PV-gradienten være stor, siden verdiene forandrer seg mye på et lite område.

## 2.2 PV-anomali

Som skrevet i kapittel 2.1, gjelder luftsyndertankegangen også for mer generell PV-tenking. Her kommer forklaring på hvordan PV-anomalier påvirker sirkulasjonen i atmosfæren, med eksempler.

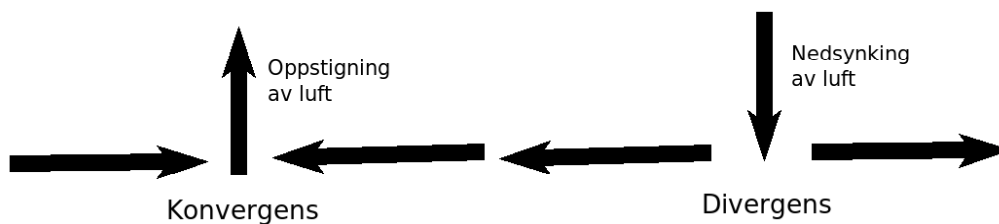
### 2.2.1 Påvirkning

Effekten fra en positiv PV-anomali er at den induserer en syklonisk sirkulasjon. I figur 2.4(a) til venstre er det en positiv PV-anomali vist med et pluss symbol og en ring rundt. Inne i dette område er virvlingen og stabiliteten stor (ses ved at isentropene ligger nærmere hverandre). Anomalien vil påvirke den omliggende luften ved at den setter opp en sirkulasjon rundt anomalien. Sirkulasjonen er sterkest nær anomalien, og avtar fra den. De vertikale bevegelsene som blir satt opp rundt PV-anomalien, kan bli beskrevet ved hjelp av likningen for bevarelse av virvling. Dette gjelder i et horisontalt vindfelt uten friksjon, fra Wallace og Hobbs (2006) blir likningen:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla \zeta_a - \zeta_a \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (2.3)$$

Venstre side av likningen beskriver hvordan den absolutte virvlingen forandres i tiden. I dette tilfellet er den bevart slik at dette leddet blir borte,  $\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} = 0$ . Det første leddet på høyre side av likningen er virvlingsadveksjon, mens det andre leddet på høyre side av likningen beskriver divergens. Divergens kan beskrives ved hjelp av kontinuitetslikningen (fra f. eks. Holton (2004)):

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \implies \frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla_H \cdot \mathbf{u} \quad (2.4)$$



**Figur 2.3:** Konvergens og divergens av luft ved bakken.

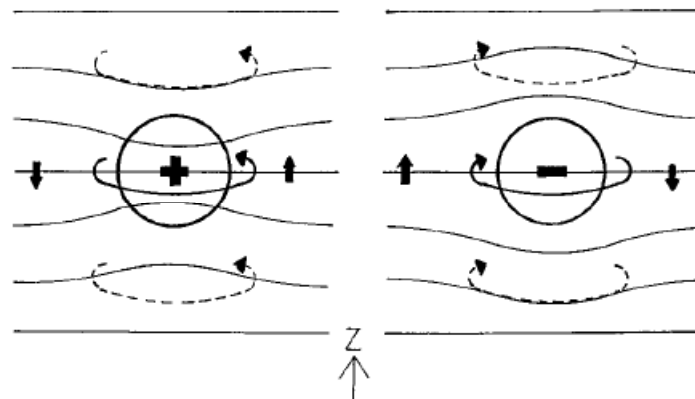
Merk da at negativ divergens er konvergens. Hvor divergens på bakken fører til nedsynkende luft, og motsatt fører konvergens på bakken til oppstigende luft, se figur 2.3. Ved tropopausen vil divergens føre til oppstigende luft nedenfra, og konvergens fører til nedsynkende luft.  $\omega$  er vertikalhastighet i trykkoordinater,  $\omega = \frac{\partial p}{\partial t}$ . Virvlingsadveksjon leddet og divergens leddet må være like store, men motsatt rettet for at likning (2.3) for bevarelse av virvling skal bli innfridd, når  $\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} = 0$ .

$$-\mathbf{u} \cdot \nabla \zeta_a = \zeta_a \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (2.5)$$

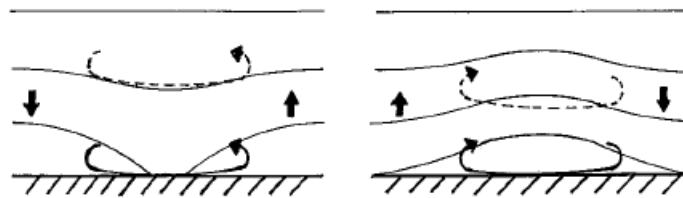
På den siden av PV-anomalien virvlingsgradienten,  $\nabla \zeta_a$ , peker i samme retning som vinden beveger seg, vil venstre side av likning (2.5) holde seg negativ. Da må høyre side av (2.5) også være negativ, det vil si konvergens i høyden som fører til nedsynking av luft. På motsatt side av PV-anomalien vil det omvendte finne sted. Her vil skalarproduktet mellom virvlingsgradienten og vinden være negativ, og venstre side av (2.5) blir positiv. Det fører til at høyre side av likningen må være positiv, som betyr divergens i dette området. Det vil føre til oppstigning av luft. De vertikale bevegelsene rundt en positiv PV-anomali er vist i figur 2.4(a). Figur 2.4(a) til høyre viser det motsatte, en negativ PV-anomali som setter opp antisyklonisk sirkulasjon, og motsatt adveksjon av luftmasser. Figuren 2.4(b) viser varm og kald temperaturanomali på bakken. På grunn av denne anomalien blir det satt opp henholdsvis syklonisk og antisyklonisk virvling, som igjen fører til adveksjon av luft i vertikalen. Dette er beskrevet i blant annet Hoskins m.fl. (1985) og Hoskins (1997), hvor figuren er hentet fra sistnevnte.

En annen måte å forklare de vertikale bevegelsene på er ved hjelp av massebevarelse. Hvis det er en sonal vind fra vest som øker i høyden (vanlig på våre bredder), vil det føre til nedsynking av luft vest for PV-anomalien og oppstigning øst for den. Dette kommer av massebevarelse. Oppsamlingen av luft foran anomalien vil begynne å synke, på baksiden vil anomalien sperre tilgangen til luft og det vil dermed føre til oppstigning på den siden.

Dette er vist i Santurette og Georgiev (2005) med en figur som viser en PV-anomali som trenger ned i troposfæren, her med figur 2.5. Dette er tverrsnittet gjennom en positiv PV-anomali som viser hvordan den påvirker luften rundt. Isentropene blir tiltrukket av den øvre anomalien. Pilene til venstre

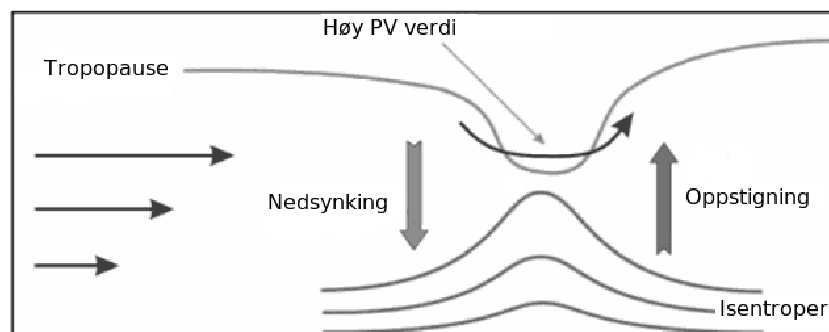


(a) Positiv og negativ anomali



(b) Varm og kald anomali

**Figur 2.4:** Isentropene og sirkulasjonen til en idealisert (a) positiv og negativ PV-anomali, (b) varm og kald anomali ved bakkenivå. Høyderetning (Z) er vist med pilen som gjelder for både (a) og (b). Figur hentet fra Hoskins (1997).



**Figur 2.5:** Skjematisk bilde av et tverrsnitt gjennom et tråg, som viser samspill mellom øvre PV-anomali og isentroper, fra Santurette og Georgiev (2005).

i figuren viser den synoptiske sonale vinden som øker i høyden. En anomali som kommer ned over et slikt baroklint område, setter opp vertikal bevegelse (likt som beskrevet over), med adveksjon av kaldluft ned mot bakken vest for anomalien, og varmluftsadveksjon oppover øst for anomalien.

### 2.2.2 Rossby penetreringshøyde

En øvre nivå PV-anomali vil påvirke nedover i atmosfæren ved å sette opp en syklonisk sirkulasjon som avtar ned mot bakken (f. eks. Santurette og Georgiev (2005)). Hvis man ser på sirkulasjonen kvasi geostrofisk vil den trenge ned en vertikal distanse,  $H$ , Rossby penetreringshøyde, gitt med;

$$H = \frac{fL}{N} \quad (2.6)$$

fra Hoskins m.fl. (1985). Her er  $f$  Coriolisparameteren som tidligere,  $L$  er horisontal lengdeskala og  $N$  er Brunt-Väisälä frekvensen, som er et mål på statisk stabilitet;

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}.$$

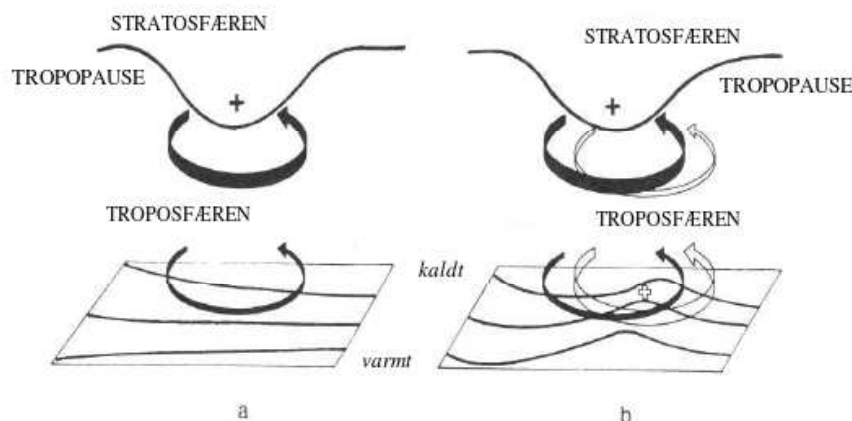
Hvis den statiske stabiliteten er lav, kan PV-anomalien trenge helt ned til bakken. Dette er vist i figur 2.6(a) hvor en positiv PV-anomali trenger ned i troposfæren og induserer en syklonisk sirkulasjon som når helt ned til bakken. Denne sirkulasjonen fører til termaladveksjon på bakken som fører varmluft nordover og kaldluft sørover. Dette fører igjen til en varm anomali på bakken foran PV-anomalien i høyden, vist i figur 2.6(b) med et åpent pluss symbol. Den varme anomalien ved bakken vil indusere sin egen sykloniske sirkulasjon, som forklart tidligere i figur 2.4(b). Sirkulasjonen nede vil samspille med sirkulasjonen oppe og dette forsterker varmluftsadveksjonen på bakken ytterligere som videre forsterker sirkulasjonen igjen. Bakkesirkulasjonen slår seg sammen med sirkulasjonen på øvre nivå, og gir en intens lavnivå syklon som er sentrert litt foran den øvre nivå PV-anomalien. Dette fører til en positiv tilbakekopling hvor bakkesyklonen, og den øvre nivå syklonen kommer i fase og låser seg sammen, noe som fører til en gjensidig forsterking. Når syklonen i øvre nivå og bakkesyklonen blir vertikalt opplinjet vil utviklingen etterhvert svekkes.

### 2.2.3 Diabatiske effekter

Forandringer i PV i en luftpakke skyldes diabatiske effekter (med varmeutveksling) og friksjon, PV budsjettet er begrenset av et spesifikt volum  $\tau$  beskrevet av

$$\frac{d}{dt} \left( \int \int \int_{\tau} PV \rho \, d\tau \right) = \int \int_S (\dot{\theta} \zeta_a + \theta \mathbf{K}) \cdot \mathbf{n} \, dS \quad (2.7)$$

(Hoskins m.fl., 1985). Her er  $\rho$  luftens tetthet,  $\dot{\theta}$  er en diabatisk kilde,  $\mathbf{K}$  er friksjonskraft,  $S$  er grenseflaten rundt volumet  $\tau$  og  $\mathbf{n}$  er enhetsvektoren normalt på flaten. Man ser at masseintegrert PV i et volum forandrer seg på grunn av diabatiske effekter og friksjon på grenseflaten (f. eks. bakken),



**Figur 2.6:** Skjematisk bilde av syklogenese med en øvre nivå PV-anomali over et baroklint område på lavere nivå. Heltrukken linje er tropopausen med en positiv PV-anomali markert med et plusstegn. De svarte pilene viser sirkulasjonen induisert av PV-anomalien og de åpne pilene viser syklo-nisk sirkulasjon på grunn av varmluftsadveksjon på bakken. Konturene i horisontalplanet er isentroper. Det åpne plusstegnet på bakken er en varm anomali. (Fra Hoskins m.fl. (1985) s. 929).

Stokes teorem er brukt. Disse diabatiske- og friksjonskildene innenfor gren-seflaten vil kun føre til en redistribusjon av PV rundt i volumet, og den masseintegrerte potensielle virvlingen er bevart.

Som tidligere beskrevet i figur 2.4 og 2.5, vil PV- og temperaturanomali-er føre til vertikal bevegelse i barokline områder. Når varm luft stiger, vil den bli av-kjølt (pga. den vertikale temperaturgradienten, luften avkjøles med  $\sim 9.8^\circ\text{C}$  pr. km), kaldere luft klarer ikke å holde på like mye vanndamp, det fører til kondensasjon (faseovergang fra damp til vann). Ved kondensasjon vil latent varme bli sluppet fri i luften, dette er en diabatisk effekt. Ut fra likning (2.7) vil PV bli forandret på grunn av en diabatisk effekt,  $\dot{\theta}$ . Hvis kondensasjon finner sted i den stigende luftpakken, minker det den statiske stabiliteten, og iht. likning (2.6) vil det gi syklonen mulighet til å trenge lenger ned. “Det er kjent at kombinasjonen mellom lav nivå varm adveksjon og øvre nivå posi-tiv PV adveksjon kan resultere i sterk syklonisk utvikling” fra Hoskins m.fl. (1985) s. 930 (oversatt til norsk).

Hvis latent varmegjennomføring finner sted, assosiert med oppstigende bevegelse i et utviklende syklonsystem, vil PV bli fordelt rundt i den sykloniske virvelen. PV-anomalien fra lavt nivå vil bli advektert rundt med vinden i syklonen, og bidra med sterke vinder på lavt nivå bak intense ekstratropiske sykloner. (Røsting og Kristjánsson, 2008).



## 2.3 Vertikale luftbevegelser

Ved dannelsen av lavtrykk og høytrykk, og mange andre meteorologiske fenomen er vertikale bevegelser av luften essensielt.

### Omega likningen

En måte å forklare vertikale bevegelser av luften på er ved hjelp av omega ( $\omega$ )-likningen.  $\omega$  er vertikalhastighet i trykkoordinater som beskrevet tidligere. Slik at hvis  $\omega < 0$  vil det være stigende vertikal bevegelse, og hvis  $\omega > 0$  vil det være nedsynkende vertikal bevegelse. Fra Holton (2004) er  $\omega$ -likningen (kvasi geostrofisk):

$$\underbrace{\left( \nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)}_A \omega = \underbrace{-\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} (-\mathbf{u}_g \cdot \nabla \zeta_a)}_B + \underbrace{\frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[ \mathbf{u}_g \cdot \nabla \left( -\frac{\partial \varphi}{\partial p} \right) \right]}_C - \underbrace{\frac{\kappa}{\sigma p} \nabla^2 J}_D \quad (2.8)$$

$f_0$  kommer fra Taylorutvikling av  $f$  rundt en fast breddegrad  $\phi_0$ . Ser man bort fra høyere ordens ledd oppnår man  $f = f_0 + \beta y$ , dette er kjent som en  $\beta$ -plan approksimasjon, hvor  $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$  og  $\beta = \frac{1}{a} \frac{df_0}{d\phi} = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi_0$ ,  $a$  er jordradien ved breddegrad  $\phi_0$  (LaCasce, 2008).  $\sigma$  er mål på den statiske stabiliteten i trykkoordinater, relatert til Brunt-Väisälä frekvensen,  $N$ , som er i  $z$ -koordinater,  $\mathbf{u}_g$  er geostrofisk vind,  $\varphi$  er geopotensiell høyde;

$$\varphi = \int_0^z g dz.$$

$\kappa = \frac{R}{c_p}$ ,  $R$  er gasskonstanten for tørr luft ( $R = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $c_p$  spesifikk varme ved konstant trykk og  $J$  er en diabatisk kilde<sup>3</sup>. Ledd A i likning (2.8) forklarer forandringen i vertikal hastigheten, ledd B er differensiell virvlingsadveksjon med høyden, ledd C er effekten av termaladveksjon<sup>4</sup> og ledd D beskriver diabatiske effekter.

Ledd B og C har ofte motsatte dynamiske/fysiske prosesser og går i hver sin retning. For eksempel der ledd C har varmluftsadveksjon og stigende vertikal bevegelse, kan ledd B ha positiv virvlingsadveksjon og nedsynkende bevegelse, og vice versa. Hvis det blir brukt kjerneregelen for differensialer på disse leddene, vil to ledd kansellere hverandre. I tillegg vil det leddet som

<sup>3</sup>Termodynamikkens første lov:  $J = \frac{dq}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt}$ . Hvor  $q$  er varme og  $\alpha = \rho^{-1}$  er spesifikk volum (Wallace og Hobbs, 2006).

<sup>4</sup>Her er det den romlige endring av temperatur som er viktig, gitt matematisk ved Laplace operatoren,  $\nabla^2$ .

er igjen av termaladveksjon i C være mye mindre enn virvlingsadveksjon i B, og ved adiabatisk bevegelse blir da  $\omega$ -likningen (Holton, 2004):

$$\left( \nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \approx -\frac{f_0}{\sigma} \left( -\frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial p} \cdot \nabla \zeta_a \right) \quad (2.9)$$

Holton (2004) bruker en sinus bølgeløsning for  $\omega$  på venstre side av likning (2.9), og får at den siden av likningen er proporsjonal med  $-\omega$ . Det vil si at den er proporsjonal med den vertikale hastigheten i z-koordinater, w. Høyre side av likningen beskriver adveksjon av absolutt virvling med termalvinden. Hvis termalvinden og virvlingsgradienten peker i samme retning vil høyre side av (2.9) være negativ, da må  $\omega$  være positiv for at likningen skal være oppfylt, det vil si nedsynkende bevegelse. Motsatt skjer hvis termalvinden og virvlingsgradienten peker i hver sin retning slik at skalarproduktet blir negativt. Da blir høyre side av likningen positivt,  $\omega$  må være negativ som er en oppstigende bevegelse.

### Termalvind likningen

Siden høyre side av likning (2.9) har med termalvinden, vil den bli nærmere beskrevet her. Termalvinden er ingen virkelig vind, men et vertikalt skjær mellom geostrofisk vind i to nivåer som oppstår på grunn av horisontale temperaturgradienter. Slik finnes termalvinden kun i en baroklin atmosfære der tettheten er avhengig av både trykk, og temperatur,  $\rho = \rho(p, T)$ . Forskjellig fra en barotrop atmosfære hvor tettheten kun er avhengig at trykket,  $\rho = \rho(p)$ . Da er det ingen horisontal temperaturgradient, og det vil heller ikke være et vertikalt vindskjær. Termalvindlikningen er (fra Holton (2004)):

$$\mathbf{u}_T = \mathbf{u}_g(p_1) - \mathbf{u}_g(p_0) = \left( \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p_1} \right) \mathbf{k} \times \nabla \bar{T} \quad (2.10)$$

R er gasskonstanten, f er Coriolisparameteren og  $\bar{T}$  er snitt temperatur mellom de to trykkflatene  $p_0$  og  $p_1$ . Ut fra likningen ser man at forskjellen i den geostrofiske vinden i to lag kommer av en horisontal temperaturgradient.

Termalvindlikningen viser at hvis det er kaldluftsadveksjon, da går snittet av den geostrofiske vinden i 1000 - 500 hPa laget mot større tykkelse, og den geostrofiske vinden har en syklonisk vridning ("backing") med høyden. Motsatt vil varmluftsadveksjon føre til en anti-syklonisk vridning ("veering") av den geostrofiske vinden med høyden. Kaldluftsadveksjon fører til nedsynkende bevegelse. Dette er fordi kaldluft tar mindre plass, og det vil bli mindre avstand mellom trykkflatene (tykkelses linjene får lavere verdi, avstanden mellom 500 - 1000 hPa i meter), som fører til nedsynking. Motsatt gjelder hvis det er varmluftsadveksjon, da blir det større avstand mellom trykkflatene, og luften må dermed stige. Dette på grunn av at luften kan ikke presses gjennom bakken.

## 2.4 Hjelpemidler i varsling

I forbindelse med PV-analysering er det en del hjelpemidler som kan brukes i operasjonell varsling. Det er for eksempel vanndampbilder man får ut fra satellitter, eller pseudo-vanndampbilder ut fra numeriske værvarslingsmodeller. Derfor er det viktig å kunne klare å tolke disse bildene.

### 2.4.1 Vanndampbilder

Instrumenter ombord på meteorologiske satellitter måler infrarød (IR) stråling i mange bølgelengder. For å se vanndampen må bølgelengder som blir absorbert av denne gassen velges. Disse bølgelengdene danner et vanndampsbånd, og der hvor bølgelengden blir sentrert, er en vanndampkanal. IR strålingen kommer opprinnelig fra jordoverflaten, kalles også termal stråling, med rekkevidde  $4 - 10^3 \mu m$  (Liou, 2002). Vanndamp blir hovedsakelig absorbert i  $4.5 - 9.5 \mu m$  spekteret.

Meteosat er en serie av geostasjonære meteorologiske satellitter. En geostasjonær satellitt beveger seg i en sirkulær bane rundt ekvator med en periode på 24 timer, samme som jordrotasjonen. Derfor vil satellitten alltid være over det samme punktet på jordens overflate (Liou, 2002). Den ligger i en avstand på ca. 36 000 km over ekvator, og ser derfor rundt 42 % av jorden til enhver tid. GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) satellittene til NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) har vanndampkanaler i  $6.7$  og  $7.3 \mu m$ . NOAA har også POES (Polar Operational Environmental Satellite) satellitter, som går i bane rundt polene. Disse satellittene går lavere i atmosfæren, ca. 870 km, med en periode på ca. 2 timer (Liou, 2002). Polarbane satellittene gir informasjon fra samme sted til samme tid hver dag. Meteosat Second Generation (MSG) satellittene har kanaler i  $6.2$  og  $7.3 \mu m$ . Forskjell i bølgelengden på vanndampkanalene viser stråling fra forskjellige nivåer.  $6.2$  og  $6.7 \mu m$ -kanalene viser vanndamp fra øvre troposfære,  $\sim 300$  hPa nivå. Stråling i denne bølgelengden blir lett absorbert av vanndamp, og da vil ikke strålingen fra jordoverflaten nå opp til satellitten (Weldon og Holmes, 1991).  $7.3 \mu m$ -kanalen er ikke like sensitiv til vanndamp, og viser stråling fra nivå lenger ned,  $\sim 400$ -500 hPa.

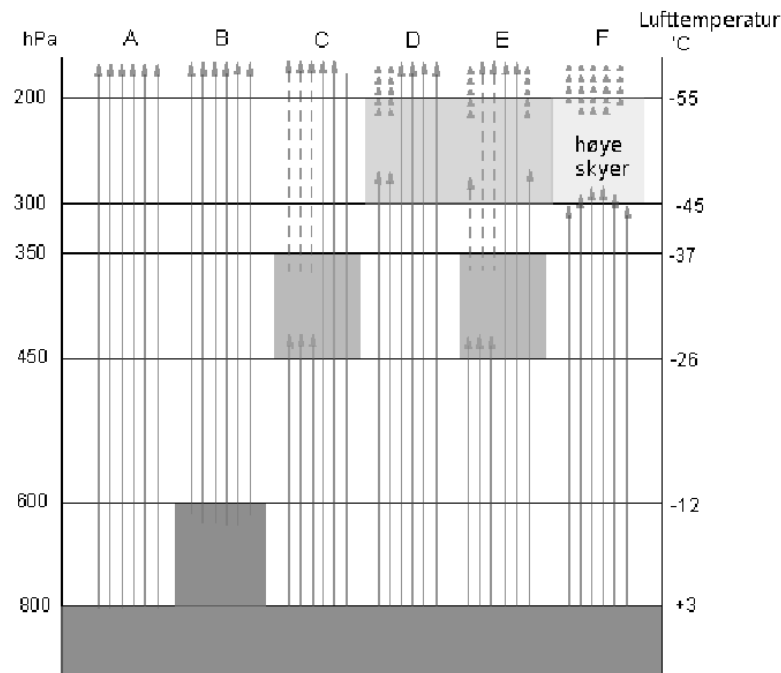
IR stråling blir absorbert og emittert fra vann i gass-, flytende- eller fastform (Santurette og Georgiev, 2005), av for eksempel damp, skyer og nedbør (regn og snø). Satellitten måler strålingsintensitet, som kan bli konvertert til et vanndamp-satellittbilde med mange forskjellige gråtoner, svart og hvitt på hver sin ende av fargeskalaen. Svart er områder med lite fuktighet, og hvitt er områder med svært høy luftfuktighet, eller steder hvor dampen har gått over til vann ved kondensasjon (til skydråper). For eksempel vil en høy skytopp se helt hvit ut på vanndampbildet, mens et tørt område er helt mørkt. Siden troposfæren inneholder mye fuktighet og satellitten lager bildet ovenifra, vil vanndampbildene i hovedsak vise områder i den øvre delen av troposfæren.

(Weldon og Holmes, 1991).

Vanndampkanalene er sensitive til både temperatur og fuktighetsinnhold. Hvis atmosfæren er veldig tørr, vil en stor del stråling som når satellitten komme fra nivå langt nede. Inneholder luften derimot mye fuktighet, vil strålingen komme fra fuktighetslagene høyere i troposfæren. En annen viktig faktor er den vertikale beliggenheten til fuktigheten, dette er vist med eksempel i figur 2.7 forklart under. I følge Weldon og Holmes (1991) er temperaturen luften holder, den siste viktige faktoren som påvirker IR stråling målt av satellitter, dette skyldes at varmluft vil kunne inneholde mer fuktighet enn kaldluft. Derfor vil intensiteten fra strålingen nærmere jordoverflaten, for eksempel lave skytopper, være høyere enn strålingsintensiteten lenger oppe, hvor det er kaldere.

IR-stråling som når satellitten kommer altså fra emisjon fra jorden selv, skyer og fuktighet i atmosfæren. Weldon og Holmes (1991) forklarer at denne fuktigheten ligger lagdelt i atmosfæren, og vil absorbere og emittere termal strålingen. Satellitten måler strålingstemperatur ("brightness temperature"), det er temperaturen som er lik lufttemperaturen nær toppen av det fuktige laget. Netto stråling som når satellitten, vil være stråling fra laget og fra bakken. Derfor er strålingstemperaturen varmere enn temperaturen til selve laget. Dette laget kan tenkes på som et lag med en endelig dybde. For å tolke et vanndampbilde er det viktig å vite hva de forskjellige gråtonene i bildet signaliserer. Figur 2.7 viser seks forskjellige situasjoner og hvilken farge dette ville fått på et satellittbilde. I alle situasjonene er det antatt at luften er nær mettet under 800 hPa, dette nivået kalles terskelnivået. Bokstavene øverst i figuren er forklart slik:

- A *Nært svart* ( $+3^{\circ}\text{C}$ ) Over terskelnivået er luften tørr, og det er strålingen fra dette nivået som når satellitten. Dette medfører en veldig mørk farge på bildet. Strålingstemperaturen som når satellitten, vil være nesten identisk med den temperaturen som laget i 800 hPa stråler ut.
- B *Mørk grå* ( $-10^{\circ}\text{C}$ ) Her når det fuktige laget opp til 600 hPa, da blir bildet lysere enn ved situasjon A. Strålingstemperaturen vil være litt høyere enn den er ved toppen av laget. Dette er på grunn av at strålingen kommer også fra en dybde ned i laget, og fuktigheten på toppen er gjennomsiktig for  $6.7\ \mu\text{m}$  strålingen (ses på figuren ved at pilene starter litt ned i laget).
- C *Medium grå* ( $-20^{\circ}\text{C}$ ) Et fuktighetslag er tilstede mellom 450 - 350 hPa. Dette laget absorberer og emitterer endel av strålingen, i tillegg går endel stråling rett igjennom laget. Dette lager en betydeligere lysere farge på bildet. Siden noe av strålingen kommer fra dette laget og noe kommer fra terskelnivået under, vil strålingstemperaturen ligge på noe mellom lagene.



**Figur 2.7:** Lagdelt fuktighetseffekt i  $6.7 \mu m$ -kanalen i følge Weldon og Holmes (1991), side 54. Trykket er gitt på venstre side [hPa] og temperatur på høyre side [ $^{\circ}C$ ].

D *Mørk grå* ( $-10^{\circ}C$ ) I denne situasjonen er det et fuktig lag tilstede i øvre troposfære. I så kalde omgivelser, så høyt oppe, vil luften inneholde lite fuktighet. Dermed vil en stor del av strålingen som kommer fra terskelnivået, gå rett igjennom laget, og bare litt vil bli absorbert og re-emittert fra laget selv. Den mørke gråfargen som blir produsert her, vil være tilsvarende situasjon B. Derfor er det vanskelig å tolke en slik farge fra et vanndampbilde. I slike situasjoner er det greiere å se på en animasjon av vanndampbildene så man vet opprinnelsen til fuktigheten (Santurette og Georgiev, 2005). Da kan man dømme om en slik gråfarge kommer fra for eksempel konvektive luftsystem, avtakende cumulonimbus eller fuktighet på lavere nivå.

E *Lys grå* ( $-26^{\circ}C$ ) Her er det et fuktighetslag i 450 - 350 hPa høyde og et i øvre troposfære. Noe av strålingen som når satellitten, kommer fra terskelnivået, noe fra det midtre laget, og noe fra det øverste laget. Dette lager en lys grå farge på bildet.

F *Nært hvitt* ( $-50^{\circ}C$ ) Denne situasjonen viser sky på høyt nivå, i forhold til mettet luft på høyt nivå i forrige situasjon. Skyen har såpass høy tetthet så nesten ingen stråling slipper igjennom. Strålingen som når

satellitten, kommer fra skyen selv, og vil vise seg som nesten hvitt på vanndampbildet.

### 2.4.2 PV og vanndampbilde

Stratosfærisk luft har høyere PV-verdier, mye ozon og svært lite vanndamp sammenliknet med øvre troposfærisk luft (Appenzeller og Davies, 1992). Nettopp derfor er den stratosfæriske luften lett å kjenne igjen på vanndampbildene. Områder med lav tropopause som er assosiert med nedsynkende luft, og begrenset fuktighet, produserer mørk grå farge på vanndampbildet (Santurette og Georgiev, 2005). Disse områdene samsvarer også med områder med høye PV-verdier siden det er stratosfæreluft, derfor er det veldig bruksnyttig å sammenlikne vanndampbilder og PV-felt i samme tidspunkt, PV-vanndamp-metode.

Avvik mellom vanndampbildet og PV-feltet kan tyde på analyse eller prognose feil<sup>5</sup>, og derfor kan det gjøres justeringer i PV-anomaliene, dvs. flytte og forandre amplituden til disse anomaliene (Røsting og Kristjánsson, 2006). Ut fra de editeringene man gjør i PV-feltene, kan man invertere feltet og få en ny modifisert analyse. Dette er gjort i blant annet Røsting og Kristjánsson (2006) og Røsting og Kristjánsson (2008). Fra den nye modifiserte analysen kan det bli kjørt en ny prognose. Forhåpentligvis vil den nye modifiserte prognosen stemme bedre med lavtrykksutviklingen enn den opprinnelige prognosen.

### 2.4.3 Pseudo-vanndampbilde

Ved hjelp av numeriske værvarslingsmodeller (NWP<sup>6</sup>) lages det pseudo (syntetiske)-vanndampbilder som blir brukt innenfor værvarsling. Disse bildene blir lagd ut fra vertikale temperatur- og fuktighetsprofiler i varslingsmodellen (Santurette og Georgiev, 2005). På denne måten blir vanndampmønsteret simulert, og man får en prognose av utviklingen. Meteorologen kan for eksempel bruke bildene som en animasjon, eller se på enkelte tidspunkt, for å studere utviklingen til vanndampen. Hvis modellen er god eller særlig hvis den ikke er god, vil pseudo-vanndampbildet være et bra hjelpemiddel innenfor varslingen, noe som gjør det enkelt å sammenlikne modell og virkelighet på en rask og effektiv måte.

I noen tilfeller kan det være lettere å kjenne igjen typiske værfenomen fra et pseudo-vanndampbilde enn fra andre felt i NWP modellen. For eksempel er

---

<sup>5</sup>Avhengig av om det er initialfeltet eller prognosen av PV-feltet som blir brukt for sammenlikning med vanndampbildet.

<sup>6</sup>Numerical Weather Prediction

en skyhatt<sup>7</sup> (“cloud head”) som er et forvarsel på en eksplosiv lavtrykksutvikling, lett å observere i et vanndamp- og pseudo-vanndampbilde. Eksempler på pseudo-vanndampbilder er gitt i noen av værsituasjonene i kapittel 4 (figurer 4.8 og 4.12). Det som er viktig å ta hensyn til, er at det er forskjellig gråskala i bilder fra satellitt og bilder fra modell. Det kan bli noe forvirrende, men likevel kan man lett observere viktige fenomen i pseudo-vanndampbilder.

## 2.5 Ensemblevarsling

Innenfor operasjonell varsling blir ensembleprognoser (EPS<sup>8</sup>) brukt for å se på samme vær-situasjon. Dette brukes for å beregne sannsynligheten for at ulike værtyper skal inntreffe, fra Meteorologisk institutt (2006). ECMWF<sup>9</sup> lager EPS for den nordlige halvkule nord for 30° N. Da blir det lagd 51 forskjellige prognoser av vær-situasjonen, ut fra 50 perturberte medlemmer og ett uperturbert kontrollvarsel. Kontrollvarselet blir laget ut fra analysen av atmosfæren, og blir sett på som den riktigste/deterministiske prognosen<sup>10</sup>. Analysen er en automatisk assimilasjonsprosess hvor observasjoner og satellittdata tas hensyn til, og blir interpolert i forrige modellkjøring i det aktuelle tidspunkt (Unden m.fl., 2002). Slik er dette en objektiv analyse. Analysen som ligger i DIANA arkivet er en subjektiv analyse av MSLP gjort av en meteorolog. Da har meteorologen valgt hvilken modell han vil bruke og tatt hensyn til observasjoner (satellittbilder, SYNOP, RADAR, flyobservasjoner, båtobservasjoner, havbøyer, osv.) for å editere feltet for å få det så nærme virkeligheten som mulig. Det er ikke denne analysen som blir puttet inn som initialbetingelse til kontrollvarselet, det er den automatiske analysen.

Prediktabiliteten er begrenset av nøyaktigheten til initialbetingelsene og de fysiske likningene i modellen. Siden atmosfæren er kaotisk, er det veldig nyttig å få et ensemble av dens utvikling, i stedet for et enkelt varsel. (F. eks. Kalnay (2003)).

### 2.5.1 Ensembleprognoser

Figur 2.8, fra Kalnay (2003), viser skjematisk et godt og et dårlig ensemble. Kontrollvarselet er merket med C og starter i analysen markert med et kryss, som er det beste estimatet for den virkelige tilstanden.  $P^+$  og  $P^-$

---

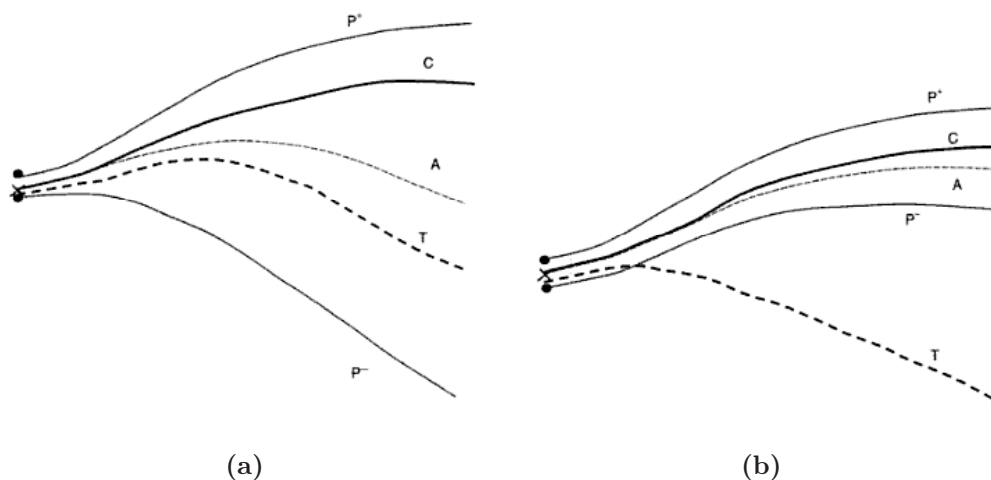
<sup>7</sup>Skyhatt er i følge Browning og Roberts (1994) en krokformet sky, med en skarp konveks grense mot nord (på nordlige halvkule). Den er også plassert nord for den skyfrie tørrluftsinntrengningen. Skyhatten kommer av luft som løftes på skrå oppover og kondenserer, nord for skybåndet til polarfronten. Denne luften er varm og fuktig fra varmsektoren, og ligger lavere enn det varme tilbringerbeltet (“conveyor belt”). Derfor observerer man denne skytoppen som litt mørkere (ligger lavere) enn skytoppene i det varme tilbringerbeltet.

<sup>8</sup>Ensemble Prediction System

<sup>9</sup>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

<sup>10</sup>Kontrollvarselet er identisk med det operasjonelle deterministiske varselet (det uperturberte), med unntak av at det blir kjørt med dårligere oppløsning.





**Figur 2.8:** Skjematisk bilde av komponentene i et typisk ensemblevarsel. Kontrollvarselet er merket med C, denne starter i analysen, merket med et kryss, som er det beste estimatet for den virkelige tilstanden.  $P^+$  og  $P^-$  er to perturberte ensemblevarsler, starter i de to prikkene, hvor initialperturbasjonen er henholdsvis lagt til og trukket fra kontrollvarselet. A er ensemblgjennomsnittet og T er den virkelige utviklingen til atmosfæren. (a) er et bra ensemble siden den virkelige utviklingen kunne vært et rimelig ensemblemedlem. (b) er et dårlig ensemble siden den virkelige utviklingen ligger utenfor ensemblespredningen. Figuren er hentet fra Kalnay (2003) s. 235.

er to perturberte ensemblevarsler, de starter i de to prikkene over og under analysen, hvor initialperturbasjonen er henholdsvis lagt til og trukket fra kontrollvarselet. A er ensemblgjennomsnittet og T er den virkelige utviklingen til atmosfæren. I figur 2.8(a) ligger den virkelige utviklingen (T) innenfor ensemblespredningen, dette er dermed et godt ensemble. Derimot er figur 2.8(b) et eksempel på et dårlig ensemble, hvor den virkelige utviklingen ligger utenfor ensemblespredningen. Dette er systemfeil på grunn av svakheter i metoden, for eksempel nøyaktigheten til initialbetingelsene, gode observasjoner som har blitt forkastet, begrensninger ved modellen og de fysiske likningene den bruker.

Det som er viktig i forhold til perturbasjoner, er at initialperturbasjonen ikke skal være overdreven stor, men likevel stor nok til å få med den virkelige atmosfærens tilstand ved starttidspunktet. Det er også viktig at den virkelige utviklingen til atmosfæren faller innenfor ensemblebredden.

Kalnay (2003) beskriver tre mål for ensemblevarsling:

1. Forbedre varselet ved ensemblgjennomsnitt. Her filtreres de usikre komponentene ut, og de komponentene som har god overensstemm-



else med ensemblet beholdes.

2. Varsle sannsynligheten for værhendelsen. Hvis ensemblemedlemmene er veldig forskjellige, er en eller flere av dem feil, og det er klart at usikkerheten i varselet er stor. Hvis medlemmene er like, er det større sannsynlighet for at varselet er riktig. Det er viktig at værvarsleren tar hensyn til forholdet mellom ensemblespredningen og varslingsfeilen.
3. Varsle kvaliteten til varselet, at man viser et kvantitativt basis for sannsynlighetsvarselet.

### 2.5.2 Perturbasjoner

Det er forskjellige måter å lage ensembleperturbasjonene på, og de kan bli plassert i to klasser: tilfeldig initial perturbasjoner, og perturbasjoner avhengig av dynamikken. Eksempler på dette er Monte Carlo (tilfeldige perturbasjoner), mens BV-er (“breeding” vektorer) og SV-er (singulær vektorer) lager perturbasjoner som baserer seg på vær-situasjonen, se f. eks. Kalnay (2003) for mer beskrivelse av disse og andre metoder.

#### Sensitivt område

Et sensitivt område er et område hvor du gjør en liten perturbasjon i initialbetingelsen, og dette vil påvirke strømningsregimet mye. Det er viktig innenfor varsling. Hvis en liten perturbasjon fører til en helt annen værutvikling enn kontrollvarselet, er dette ofte et sensitivt område. I tillegg kan et sensitivt område være et område med lite observasjoner, ofte over hav, f. eks. Atlanterhavet. Da kan det hende at initialtilstanden som puttes inn i modellen er feil fordi den automatiske analysen kan ha mangler på grunn av for få observasjoner i det aktuelle området. Det vil være veldig sensitivt ved hurtig syklogenese.



# Kapittel 3

## Modell og metode

I dette kapittelet skal jeg forklare modellene og synliggjøre verktøy brukt i oppgaven. Metoden om hvordan PV-felt blir invertert, og hvordan det blir laget et nytt modifisert høyde- og temperaturfelt vil bli forklart. Til sist kommer litt om varslingsmetodikken ved valg av modell.

### 3.1 HIRLAM

HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) er en hydrostatisk modell, på et begrenset område. Den er en synoptisk- og mesoskalamodell med en horisontal oppløsning på mellom 4-15 km. De som brukes i dag er modeller med 12, 8 og 4 km horisontal gitteravstand. I denne oppgaven brukes HIRLAM med 12 km og 8 km horisontal gitteravstand, som vil bli forkortet til HIRLAM12 og HIRLAM8, de har begge 60 vertikale nivåer. Begge modellene bruker ECMWF prognoser som laterale randbetingelser (Haugen m.fl., 2008). De ferskeste prognosene blir alltid brukt, slik at HIRLAM12/8 kjøringen 00 UTC, vil bruke ECMWF sin 18 UTC kjøring fra dagen før. Siden HIRLAM12 og HIRLAM8 begge gjør egen bakkeanalyse og assimilasjon, er de to modellene uavhengig av hverandre.

Det største området på figur 3.1(a) er integreringsområdet til HIRLAM12, mens det innerste området er HIRLAM8 sitt integreringsområde. For å visualisere modellene på kart, brukes DIANA. For detaljrik beskrivelse av HIRLAM se for eksempel Unden m.fl. (2002).

#### DIANA

Forkortelsen DIANA står for Digital Analyse. DIANA er et visualiserings- og produksjonsverktøy for meteorologiske og oseanografiske data utviklet ved det norske meteorologiske institutt (met.no). Programmet kan vise blant annet satellittbilder, radarbilder, observasjoner og resultater fra numeriske værmodeller på et kart (Meteorologisk institutt). De forskjellige modellene som ligger inne på DIANA er blant annet HIRLAM12, HIRLAM8, HIRLAM4, ECMWF og UM<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup>Met Office Unified Model

## 3.2 PV-invertering

Som beskrevet tidligere, er PV en bevart størrelse, og den er invertibel når en balansebetingelse er gitt. PV-inverteringen blir gjort ved at man sammenlikner vanndampbilde og PV-felt på samme tidspunkt (PV-vanndamp-metode). PV-anomaliene følger den tørre stratosfæreluften, som blir gjenkjent med nært svart/mørk grå signatur i vanndampbildet. På den måten kan man se hvor PV-feltene burde ligge. Områder med nedsynking av stratosfæreluft, burde ha stor PV-gradient og høyere verdier, enn de lysere områdene i bildene. Slik blir PV-feltene (modellen) sammenliknet med virkeligheten, og eventuelle feil kan oppdages i modellen.

Ulempen med PV-vanndamp-metoden er at den er subjektiv. Det er som regel en person som editerer PV-feltene for å få best mulig overensstemmelse med vanndampbildet, slik blir det vanskelig med objektivitet. For å få invertert et felt er det først nødvendig å gjøre PV-editering<sup>2</sup>. Dette blir gjort i editeringsprogrammet til DIANA. Etter editeringen er gjort blir PV-feltene invertert og ut får man et nytt modifisert felt.

Davis og Emanuel (1991) deler PV og potensiell temperatur ( $\theta$ ) inn i to deler; tidsgjennomsnitt ( $\bar{x}$ ) og perturbasjoner ( $x'$ ):

$$PV_{tot} = PV(x, y, z, t) = \overline{PV}(x, y, z) + PV'(x, y, z, t) \quad (3.1)$$

$$\theta_{tot} = \theta(x, y, z, t) = \bar{\theta}(x, y, z) + \theta'(x, y, z, t) \quad (3.2)$$

Perturbasjonene består av mange anomalier ( $n$ ):

$$PV' = \sum_{i=1}^n PV_i \text{ og } \theta' = \sum_{i=1}^n \theta_i \quad (3.3)$$

De fleste av disse anomaliene er små og har liten effekt, så det velges noen få anomalier vi tror er viktigst. Slik blir det et restledd med anomalier som er utelatt:

$$PV_{res} = \sum_{i=N+1}^n PV_i \text{ og } \theta_{res} = \sum_{i=N+1}^n \theta_i \quad (3.4)$$

Her er  $N$  antallet av de utvalgte anomaliene, og  $n$  blir det totale antall anomalier. For å få det geopotensielle høydefeltet som passer med de forskjellige  $PV'$  og  $\theta'$  blir det gjort en stykkevis PV-invertering (Thorsteinsson m.fl., 1999). Kristjánsson m.fl. (1999) lager en PV-inversjonsrutine som kombinerer to inversjonsmetoder først beskrevet og utviklet av Davis (1992). Den ene metoden legger PV-anomaliene til tidsgjennomsnitts PV-en (AM, “addition to mean”). Den andre trekker fra PV-anomaliene fra den totale PV-en (ST, “subtraction from total”). Denne prosedyren klarer å takle de matematiske vanskelighetene med Ertels ikke-lineære PV-likning (2.1), og bevarer den

---

<sup>2</sup>PV-editering kan gjøres i flere trykknivåer, 1000 (regnes som bakken), 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 og 50 (er den øvre grensen) hPa.

totale strømmen ved å legge til bidrag fra flere PV-anomalier, til tross for ulikhetene til PV-likningen. Ved AM metoden inverteres først gjennomsnitt og anomalien av PV, til gjennomsnitt og anomali av høydefeltet,

$$\overline{PV} + PV_i \rightarrow \overline{Z} + Z_i.$$

Derav navnet AM (tillegg til gjennomsnitt). Deretter inverteres kun gjennomsnittlig PV til gjennomsnittlig høydefeltet,

$$\overline{PV} \rightarrow \overline{Z}.$$

Videre trekkes gjennomsnittlig høydefelt fra det totale høydefeltet, og får ut høydefelt anomalien,  $Z_i$ .

I ST metoden finner man anomalien til høydefeltet ved først å beregne den totale PV-en, og invertere den til det totale høydefeltet,

$$PV_{tot} \rightarrow Z_{tot}.$$

Deretter beregnes  $PV_{tot} - PV_i$  og inverterer dette til høydefelt  $\rightarrow Z_{tot} - Z_i$ , ST (subtraksjon fra totalen). Disse leddene trekkes fra det totale høydefeltet, og da sitter man igjen med høydefelt anomalien,  $Z_i$ . Begge de to metodene blir brukt sammen for å oppnå best mulig resultat av høydeanomalierne.

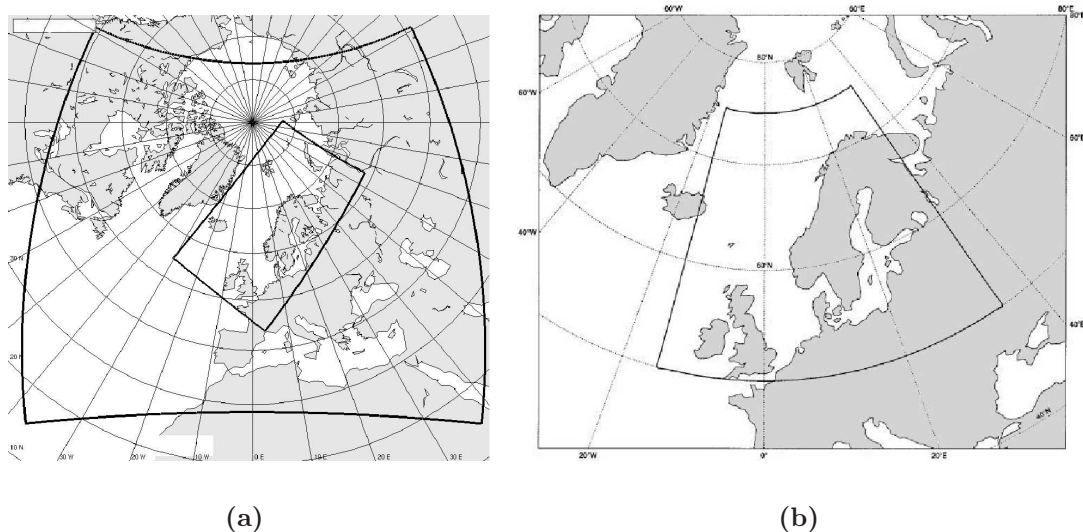
Fra Røsting og Kristjánsson (2006) blir PV-inverteringen gjort på følgende måte:

1. Beregne PV i et stort område som gir det totale PV-feltet,  $PV_{tot}$ .
2. Definere en positiv PV-anomali som er lik det hele positive PV-perturbasjonsfeltet i store områder, ved alle nivåer,  $PV_1$ .
3. Modifisere PV-feltet  $PV_{tot}$  i forhold til informasjon fra vanndampbilder, det gir  $PV_{mod}$ . Det er altså  $PV_{tot}$ -feltet det blir gjort endringer på.
4. Erstatte  $PV_1$  med  $PV_{mod}$  og lar  $PV = PV_{tot} + PV_{mod}$ .
5. Da blir det gitt et nytt PV-felt som  $PV_{NEW} = PV - PV_{tot} = (PV_{tot} + PV_{mod}) - PV_{tot} = PV_{mod}$ .

Denne prosedyren gjør at man kan bruke PV-inversjonsmetoden utviklet av Davis (1992) for å få et modifisert PV-felt man kan jobbe videre med.

### 3.3 LAMEPS

LAMEPS (Limited Area Model Ensemble Prediction System) er en ensemblevarslingsmodell på et begrenset område. Modellen har 20 perturberte medlemmer og en kontrollkjøring (Jensen m.fl., 2008). Dagens LAMEPS har 12 km gitteravstand horisontalt og 60 vertikale nivå. LAMEPS er drevet av en målrettet versjon av ECMWF EPS (TEPS, "Targeted Ensemble Prediction System"). TEPS er veldig lik EPS med unntak av at SV-ene som gir sterk



**Figur 3.1:** Integreringsområdet til (a) HIRLAM8/LAMEPS/NORLAMEPS (innerst) og HIRLAM12 (ytterst), og (b) TEPS (figur hentet fra Frogner og Iversen (2001) s. 38).

vekst er rettet inn på Nord-Europa og omliggende havområder, dette området er illustrert i figur 3.1(b). TEPS har 50 km gitteravstand horisontalt (oppgradert til 32 km per 26.01.10) og 62 vertikale nivå, samme som EPS (ECMWF, 2010). I tillegg har TEPS 20+1 medlemmer, i forhold til 50+1 i EPS. (Jensen m.fl., 2008). TEPS kalles målrettet EPS fordi 20 perturbasjoner brukes på et lite område, i forhold til 50 perturbasjoner på et større område (EPS beskrevet i kapittel 2.5). Alle de 21 medlemmene til TEPS blir kjørt to ganger i døgnet, 00 og 12 UTC. LAMEPS blir også kjørt to ganger i døgnet, med en seks timers forsinkelse etter TEPS, altså 06 og 18 UTC. For å få en ferskest mulig analyse, bruker LAMEPS 06 UTC kjøringen en HIRLAM12 06 UTC analyse som initialbetingelser, og perturbasjonene fra TEPS 00 UTC kjøringen blir lagt til HIRLAM12 analysen for å få initialfelt for hvert ensemble, (Jensen m.fl., 2008). Det vil si en 6 timersprognose av TEPS kjøringen blir brukt som grensebetingelser. Haugen m.fl. (2008) forklarer at TEPS er en metode for å finne de teoretisk mest voksende instabilitetene innenfor et ønsket område i et system, og så lage en prognose for disse. LAMEPS kjøringen 18 UTC bruker, initialbetingelser fra HIRLAM12 18 UTC kjøringen for kontrollkjøring, og TEPS sin 12 UTC kjøring.

### 3.4 NORLAMEPS

Ved met.no har NORLAMEPS (Norwegian Limited Area Model Ensemble Prediction System) blitt kjørt siden medio februar 2005. NORLAMEPS er en kombinasjon av to komponenter; TEPS og LAMEPS. Den vil da få 42 ensemblemedlemmer, dvs. 20+1 medlemmer fra LAMEPS, og 20+1 medlemmer

fra en ren TEPS kjøring. Slik blir antall medlemmer fordoblet uten ekstra tid og kostnader, siden TEPS allerede er laget for å beregne LAMEPS. (Frogner m.fl., 2006). Noen forskningsresultater (f.eks. Frogner og Iversen (2001), Frogner og Iversen (2002) og Frogner m.fl. (2006)) har vist at færre ensemblemedlemmer som er målrettet på et lite område gir sammenliknbare, og i noen tilfeller bedre resultater, enn EPS som lager 51 medlemmer for et større område (nordlige halvkule, nord for 30°N), dette gjelder spesielt for en kort varslingslengde (2 - 3 dager). NORLAMEPS kalles en enkel multi-modell, multi-initialbetingelse og multi-grenseverdi ensemble.

### 3.5 Varslingsmetodikk ved modellvalg

Ut fra samtaler med vakthavende modellmeteorolog, og ved å følge flere vakter på Meteorologisk institutt sin værvarslingsavdeling på Blindern i Oslo, vil jeg beskrive hva som er grunnlaget for valg av modell. Det å ha en egen meteorolog som velger hvilken modell som skal brukes er en ganske ny metode som startet opp i 2009 på værvarslingsavdelingene til det norske Meteorologiske institutt (met.no). Meteorologen må velge hvilken av modellene han vil bruke for dagens situasjon. Dette valget må han gjøre på grunnlag av observasjoner, satellittbilder, radar, se på flere parametere (f.eks. vind, trykk, nedbør og PV), sammenlikning av de forskjellige modellene, bruke ensemblemedlemmer og en stor del erfaring. Modellvalget må begrunnes og forsvares til de andre meteorologene på alle avdelingene<sup>3</sup>. De andre meteorologene har selvfølgelig lov til å komme med innspill slik at de sammen blir enige om modellvalget.

Erfarne meteorologer vil kjenne til fordelene og ulempene til de forskjellige modellene. Ulemper kan for eksempel være om en modell gir for mye nedbør, svakheter på grunn av hvordan topografien blir presentert i noen områder, dette kan også være en positiv ting i lokale områder for modellene med høy oppløsning, etc. Modellmeteorologene vet ut fra erfaring og validering at HIRLAM4 genererer for mye vind på havet, og for lite vind i fjellet. Dette er en systematisk feil, og kan på den måten bli tatt hensyn til. Det er vanskeligere å ta hensyn til de usystematiske feilene modellene kan ha, i de situasjonene er metoden mangelfull. I noen tilfeller kan det være nyttig å se på observasjoner som har blitt forkastet, av og til kan dette være gode observasjoner som ikke blir brukt, f. eks. på grunn av avvik mellom "første gjetning"<sup>4</sup> og observasjonen. Det kan gjøre at prognosen blir feil, på grunn av at den automatiske analysen ble lagd ut fra mangelfulle observasjoner, slik at initialtilstanden ikke er bra nok.

---

<sup>3</sup>Meteorologisk institutt i Norge har værvarslingsavdelinger i Oslo, Bergen og Tromsø, hvor samarbeid blir gjort blant annet med telefonkonferanser og internett, slik at det blir konsistens mellom alle regionene.

<sup>4</sup>"Første gjetning" er et estimat av atmosfæren i analysetidspunktet, altså den siste prognosen i analysetidspunktet (Kalnay, 2003).

Sammenlikning mellom modellen og virkeligheten kan også gjøres ved hjelp av satellittbilder. Her sammenliknes satellittbildene med PV-felt, dette gjelder da vanndampkanalene. De kan også bli sammenliknet med pseudo-vanndampbilder fra HIRLAM12, dette er noe mangelfullt siden det bare er en av modellene som lager pseudo-vanndampbilder. Måten å gjøre sammenlikningen på er allerede forklart i delkapittel 2.4, om hjelpemidler i varsling.

Når meteorologene har blitt enige om hvilken modell de vil bruke, må modellmeteorologen starte en editeringssesjon i ProContra<sup>5</sup>. Ved hjelp av dette programmet får modellmeteorologen oversikt over hva som er tilgjengelig av aktuelle modellkjøringer, han kan velge modell eller modellkombinasjoner, laste inn modellvalg i varseldatabasen, overvåke objekteditering. Ved hjelp av Profet kan modellmeteorologen kommunisere med varslerne om produksjonsfremgang via chat og godkjenne det editerte modellfeltet, og videre signalisere til varseldatabasen om modellbytte. Hentet fra Meteorologisk institutt sin interne hjemmeside; <http://innblikk.dnmi.no/> (05.05.2010). Modellen meteorologene tror vil ha en mest riktig utvikling blir valgt, og da kan det gjøres editeringer i prognosen i Profet. Disse editeringene kan være på for eksempel nedbør og vind som blir gjort inntil 60 timer frem i tid, av meteorologen som har hovedvakten. Værvarselet er åpent for publikum på for eksempel `yr.no`.

---

<sup>5</sup>Profet Control Application. Dette er et verktøy for administrasjon og overvåking av modellvalg og editeringsprosessen. Profet er editeringsprogrammet som blir brukt.



# Kapittel 4

## Resultater og tolkning

I dette kapittelet vil de forskjellige vær-situasjonene som ble studert bli beskrevet. Den første lavtrykksutviklingen fant sted 7. - 9. september 2009, og førte til vind i orkan styrke og mye nedbør på kysten av Norge. I den andre situasjonen var det et lavtrykk over Irland og Storbritannia som hadde veldig usikker prognose i starten av perioden, dette var 13. - 15. november 2009. Den 18. november 2009 ble det en kraftig lavtrykksutvikling over Skagerrak. Situasjonen ble tatt dårlig opp av modellene, men ved hjelp av andre midler kunne den kanskje blitt varslet bedre. Situasjonen var tydelig i vanndampbilder, med en veldig distinkt skyhatt som viste seg tidlig på dagen den 18. Tidlig 2010 kom "Ask" innover Norge. Dette lavtrykket hadde sin opprinnelse fra Atlanterhavet, og beveget seg over Danmarksstredet, før det påvirket Nord-Norge med sin ferd over Norskehavet 25. - 27. januar 2010.

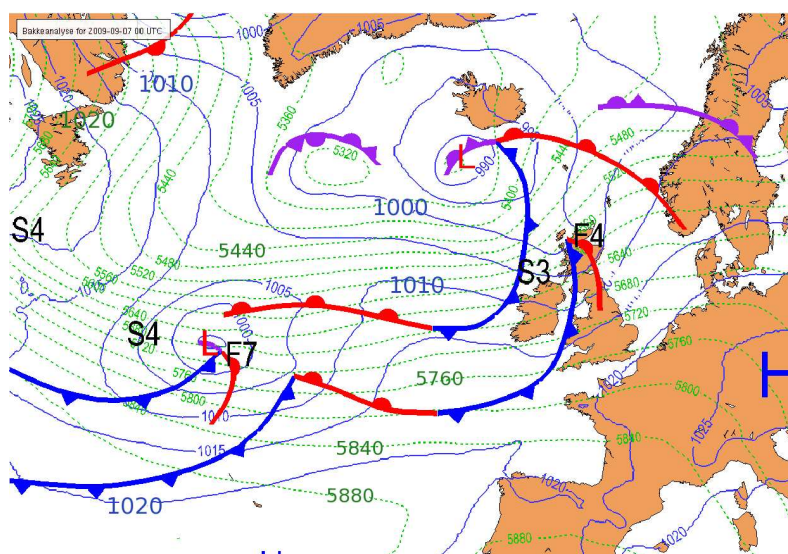
### 4.1 7. - 9. september 2009

Første situasjon omhandler et lavtrykk som oppstod i Atlanterhavet. På sin ferd videre utviklet det seg hurtig, noe som førte til sterk vind og mye nedbør langs norskekysten. Figur 4.1 viser den synoptiske situasjonen den 7. september 2009 00 UTC<sup>1</sup>. Her ligger det to lavtrykk over Atlanterhavet, begge er vist med rød L. Det er lavtrykket i midten av Atlanterhavet som er interessant i denne situasjonen. Lavtrykket er i utviklingsfasen, hvor det i løpet av de siste tre timene har vært et fall på 7 hPa foran, og stigning på 4 hPa etter lavtrykkssenteret. De grønne linjene er høyden til 500 hPa flaten som gir et overblikk over luftstrømmene i øvre troposfære. Her ligger det et høydetråg nordvest i figuren, ved Newfoundland.

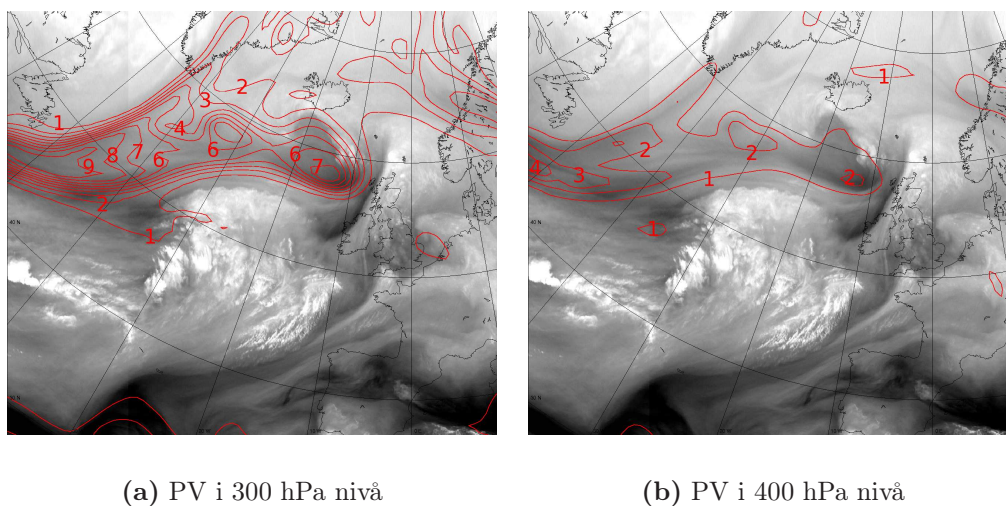
Et vanndampbilde som viser situasjonen på samme tid, er vist i figur 4.2, sammen med PV-felt. Det mørke området er nedsynkende luft fra stratosfæren som samsvarer godt med PV-analysen, siden PV-feltet følger de mørke områdene. Rundt senteret på 9 PVU, i 300 hPa nivå, ligger PV isolinjene

---

<sup>1</sup>Coordinated Universal Time (Universell tidssone, en time mindre enn norsk tid på vinteren, to timer mindre enn norsk tid på sommeren.)



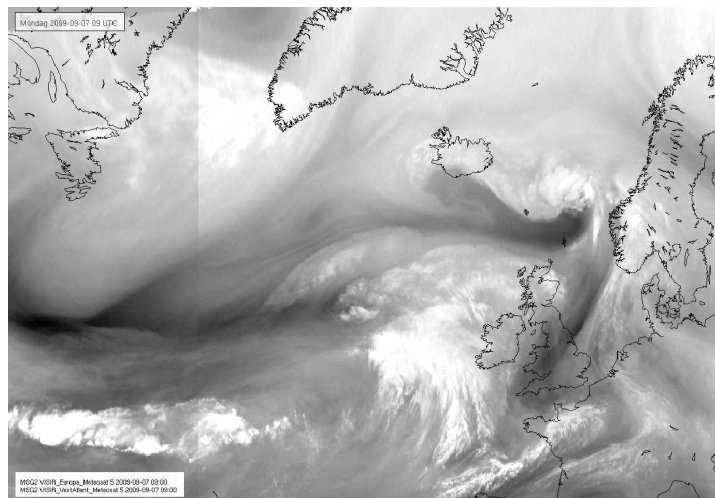
**Figur 4.1:** Bakkeanalyse fra met.no, trykket ved havnivå [hPa] (blå) og høyden til 500 hPa flaten [m] (grønn stiplet) 7.september 2009 00 UTC.



**Figur 4.2:** MSG2 vanndampbilder ( $6.2 \mu\text{m}$ ) 7.september 2009 00 UTC, med HIRLAM PV-analyse [PVU] fra samme tidspunkt.

tett, her er en stor gradient med en buktning (“folding”) ned i troposfæren. 9 timer senere ble en skyhatt synlig på satellittbildet (figur 4.3), noe som er en indikasjon på at det vil skje en kraftig fordypning av lavtrykket.

Figur 4.4(a) er også fra den 7. september 2009 00 UTC, hvor de grønne feltene er 300 hPa flaten, og de blå feltene er MSLP (Mean Sea Level Pressure), altså trykket ved havnivå. Disse feltene viser også lavtrykket midt i Atlanterhavet, som ligger sørøst for tråget i høyden. Dette er en optimal situasjon for videre utvikling av bakkelavtrykket, siden det er konvergens inn mot høydetråget, og i høyden over bakkelavtrykket vil det være divergens som fører til opps-



**Figur 4.3:** Satellittbilde (vanddampkanal,  $6.2\mu m$ ) som viser skyhatten den 7. september 2009 09 UTC.

tigning av luft og videre fordypning av bakkelavtrykket. Ut fra isobarene ser man at vinden er nord-nordøstlig i området høydetråget ligger. Nedstrøms i tråget er vinden vestlig. Dette er altså en venstreavbøyning (“backing”) av vinden med høyden. Som igjen er et klart tegn på kaldluftsadveksjon. Den kalde luften som advekteres sørover fører til at trykkflatene får mindre mellomrom, og fordyper tråget i høyden.

Flatene 24 timer senere vises i figur 4.4(b), da har høydetråget og bakkelavtrykket beveget seg lenger øst og nærmer seg hverandre, de ligger nå på vestsiden av Irland. Bakkelavtrykket har fordypet seg med 20 hPa, og er nå på 975 hPa, høydetråget har blitt mer markert. Enda 24 timer senere, 9. september 2009 00 UTC (figur 4.4(c)), har tråget i høyden utviklet seg til en syklon i øvre nivå, nådd igjen lavtrykket på bakken som har slått seg sammen med lavtrykket på sørsiden av Island. Trykket holder seg ved det samme, men tre timer tidligere (21 UTC) var trykket 970 hPa, som var det dypeste denne syklonen nådde. Nå som øvre og nedre sirkulasjon har kommet i fase vil lavtrykket begynne å avta.

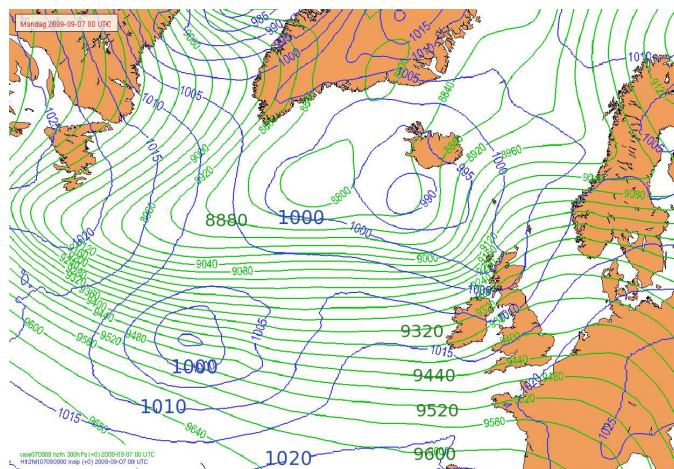
Norskekysten ble truffet av en sørvestlig vind, sterkest vind ble målt på Kråkenes stasjon<sup>2</sup> i Sogn og Fjordane hvor det viste en vindhastighet på 35.0 m/s som tilsvarer orkan styrke. Lavtrykket førte med seg store nedbørmengder. Observasjoner fra 9. september 2009 langs kysten av Vestlandet og Midt-Norge viser nedbørmengder mellom 50 - 90 mm i løpet av 24 timer<sup>3</sup>. Absolutt mest nedbør ble målt på Takle stasjon i Sogn og Fjordane, med 94.7 mm de siste 24 timer<sup>4</sup>. Til sammenlikning er månedsnormalverdien i

<sup>2</sup>SYNOP (surface synoptic observations)

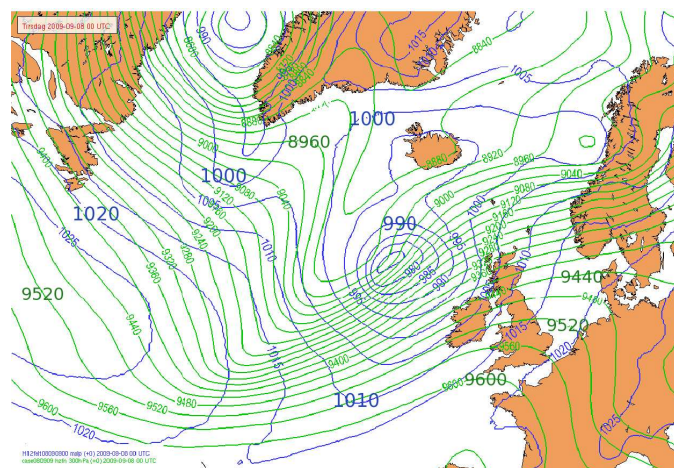
<sup>3</sup>eklima.met.no. 24 timers observasjon 9. september 2009 er fra 8. september 2009 06 UTC - 9. september 2009 06 UTC.

<sup>4</sup>eklima.met.no

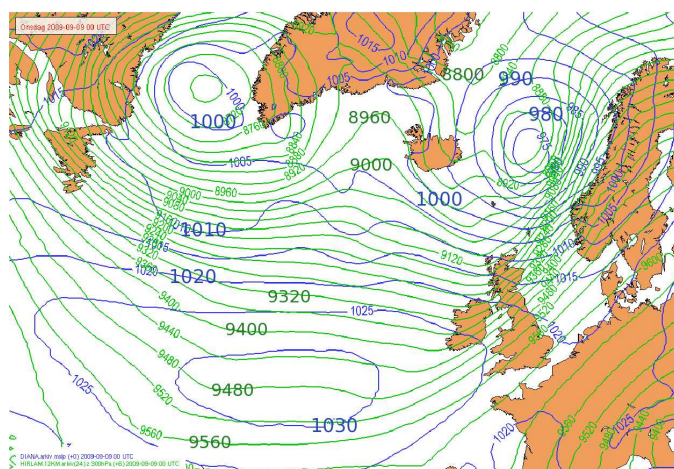




(a) 7.september 2009 00 UTC

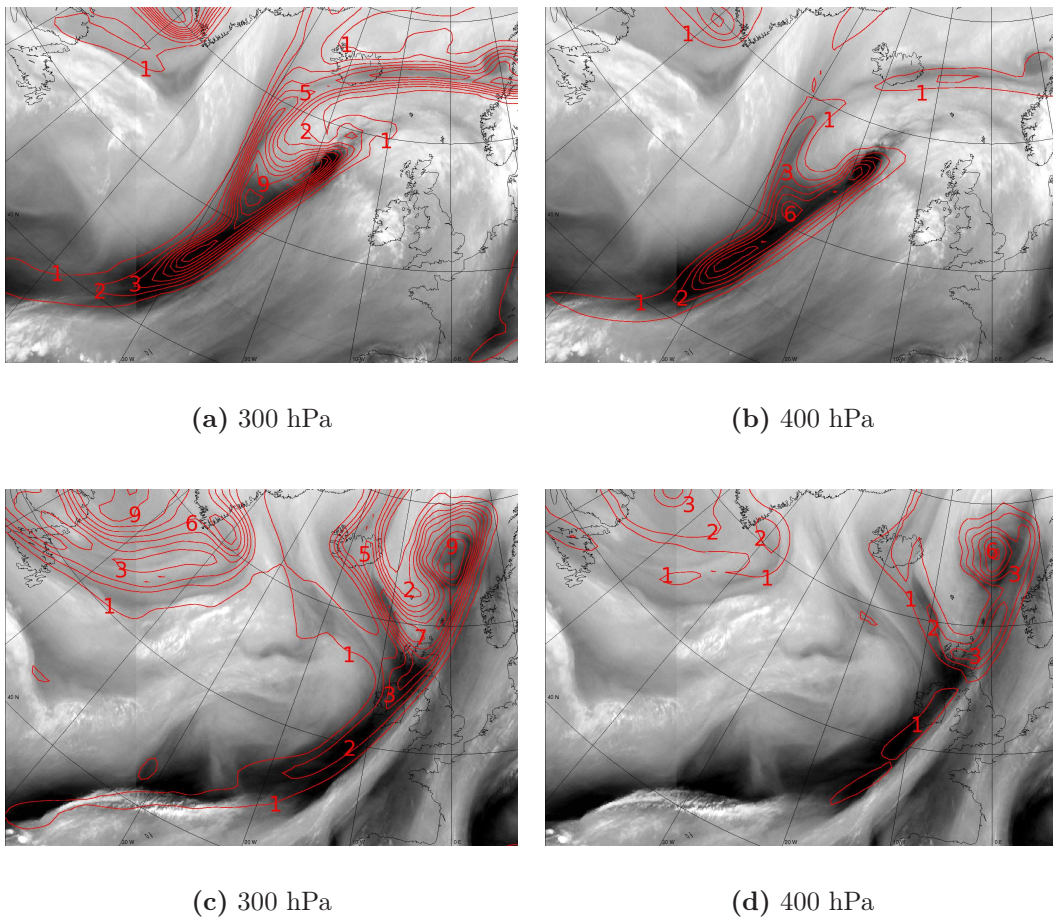


(b) 8.september 2009 00 UTC



(c) 9.september 2009 00 UTC

**Figur 4.4:** Analysert trykk ved havnivå [hPa] (blå) og høyden av 300 hPa flaten [m] (grønn).



**Figur 4.5:** Vanndampbilder fra MSG2 med PV-feltet lagt over [PVU]. (a) og (b) PV-analysen 8. september 2009 00 UTC, (c) og (d) PV +24 timer prognosen 9. september 2009 00 UTC.

september for denne stasjonen 388 mm.

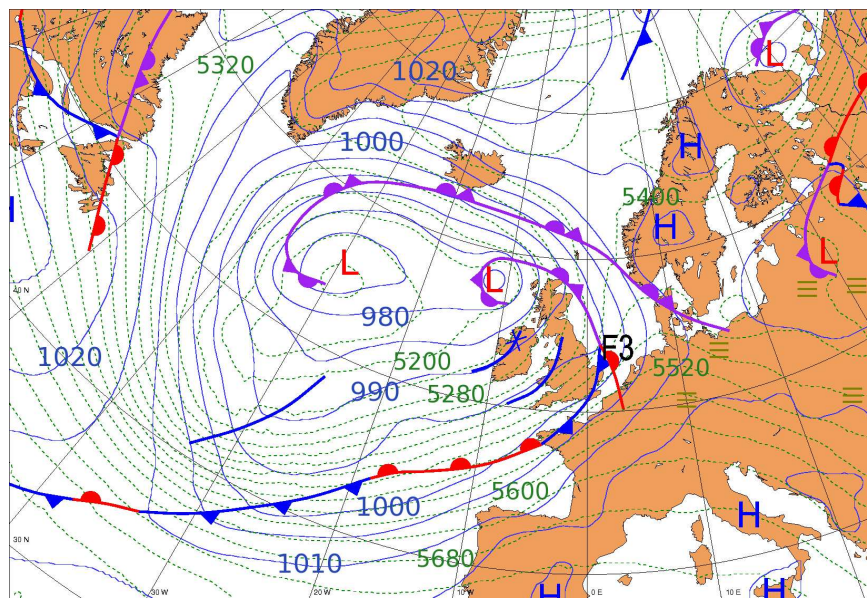
Figur 4.5 viser vanndampbilde og PV-felt 8. og 9. september 2009. Her samspiller tørrluftsinntrengning av stratosfæreluft veldig godt med PV-feltet, og siden PV er bevart i forbindelse med tørrluftsinntrengning kan den brukes som en følger (“tracer”) av stratosfæreluft. Analysen<sup>5</sup> av PV-feltet sammen med vanndampbildet 8. september 2009 00 UTC (figur 4.5(a) og 4.5(b)) viser fremdeles et veldig godt samsvar, så i denne situasjonen var det ingen grunn til editering av PV-feltet.

24 timersprognosen av PV-feltet vises i figur 4.5(c) og 4.5(d), PV-linjene følger også her de mørke områdene. Vanndampbildene viser sterk nedsynking av stratosfæreluft, det ser man og fra de høye PV-verdiene i 300 hPa flaten. 400 hPa flaten samsvarer bedre med vanndampbildet, her er 6 PVU den høyeste

<sup>5</sup>PV-analysen er initialfeltet til PV i modellen.

verdien. Vanligvis så langt ut i syklogenesen er det ofte ikke godt samsvar mellom PV-feltet og vanndampbildet, dette på grunn av at fuktigheten har vært lenge i virvelen og blandet seg godt inn, i tillegg til at lavtrykket er i en avtakende fase. Når lavtrykket svekkes ytterligere, er det liten hensikt å sammenlikne vanndampbilde og PV-felter, her er det sjelden nyttig å editere feltene siden formålet er å forbedre prognosen av lavtrykket selv.





**Figur 4.6:** Bakkeanalyse fra met.no, MSLP [hPa] (blå) og høyden til 500 hPa flaten (grønn stiplet), 13.november 2009 00 UTC.

## 4.2 Fredag den 13.

Fredag den 13. november 2009 var det en lavtrykksutvikling over Irland og Storbritannia. For meteorologer på vakt denne dagen var det vanskelig å varsle hvordan situasjonen ville utvikle seg, og hvilken bane lavtrykket ville få. Ut fra prognosene torsdag 12. november var det store sprik mellom HIRLAM12 og HIRLAM8 modellene. Modellene plasserte lavtrykket ulikt, i tillegg var trykket og trykkgradienten forskjellig. Prognosene dagen etter (13. november) var bedremen det var fremdeles sprik mellom de to modellene.

Figur 4.6 viser den synoptiske situasjonen fredag 13. november. Det ligger et tråg i Atlanterhavet nordvest for frontbølgen. Dette tråget utvikler seg til å bli et frontlavtrykk 13. november 09 UTC, da det kobler seg sammen med frontbølgen som blir forsterket. Lavtrykket beveger seg nordøstover mot og over Irland og Storbritannia, og videre nordover mot Færøyene i løpet av 14. november. Høydefeltet i 500 hPa nivå viser at det er et tråg ut fra lavtrykket i høyden.

Ut fra vanndampbilder ser det ut til at den øvre sirkulasjonen kommer fra nedsynking av stratosfæreluft. Se figurer og beskrivelse i delkapittel 4.2.2, om bruk av pseudo-vanndampbilder og PV. 00 UTC kjøringene til modellene lørdag 14. november var modellene mer samsvarte. For Norge sin del var retningen og gradienten på isobarene veldig like i begge modellene, så for varsling av vårt område var det ikke behov for å ta hensyn til ulikhetene. Denne situasjonen var viktigere å varsle for Storbritannia, Irland og havområdene rundt, for å finne retningen og styrken vinden fikk.

### 4.2.1 Forskjell i modellene

Siden det var store sprik i modellene i hvor og hvordan lavtrykket ville bevege seg, er det her gått litt mer i dybden på to av prognosene.

#### Prognose fra 12. november

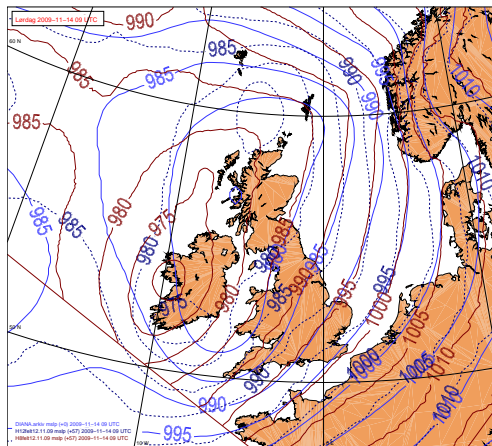
Figur 4.7 viser utviklingen av HIRLAM12 og HIRLAM8 modellene, sammen med analysen 14. november 09, 12 og 15 UTC, henholdsvis +57, +60 og +63 timersprognoser. Venstre kolonne viser prognosen som starter 12. november 00 UTC. Ut fra figuren ser man at de to modellene tar opp lavtrykksutviklingen forskjellig. HIRLAM8 begynner med 5 hPa dypere trykk enn HIRLAM12 09 UTC. Mens HIRLAM8 fyller igjen lavtrykket frem til 15 UTC, gjør HIRLAM12 det dypere. Analysen viste at plasseringen av lavtrykket ble en mellomting mellom disse to modellene. Dybden på det ble 975 hPa, HIRLAM12 hadde 970 hPa og HIRLAM8 hadde 975 hPa. Selv om HIRLAM12 hadde plasseringen av lavtrykket litt mer lik analysen, gjorde den lavtrykket for dypt (5 hPa dypere enn analysen) og gradienten var strammere, slik at den modellen varslet for høy vind.

#### Prognose fra 13. november

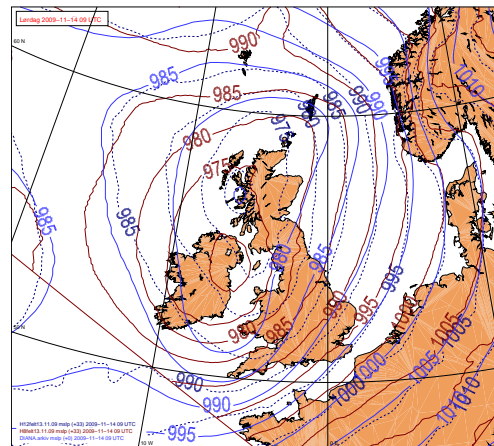
Prognosen laget dagen etter, fanget opp situasjonen mye bedre, vist i figur 4.7, høyre kolonne. Prognoselengden er da +33, +36 og +39 timer. Her er det ikke like store avvik mellom de to forskjellige modellene (HIRLAM 12 og 8). I forhold til analysen blir HIRLAM12 5 hPa dypere, mens HIRLAM8 har likt trykk. Begge modellene har en meridional utstrekning av lavtrykket, noe som stemmer overens med analysen.

Som tidligere beskrevet, hadde ikke modellvalget for Norge stor påvirkning av dette lavtrykket siden det ikke påvirket oss i betydelig grad hvilken av de vi valgte ut fra denne situasjonen. Likevel er det en situasjon som er interessant, siden modellene ga så forskjellige prognoser, og det må meteorologen være ekstra var på. Hvis man sammenlikner kolonnene i figur 4.7 ser man at kolonnen til høyre har en mye bedre prognose enn kolonnen til venstre som har en 24 timer lenger prognose, sammenliknet med analysen. Slik at når man går 24 timer frem i tid blir situasjonen fanget opp mye bedre, som gjør at varselet er bedre. Dette er ventet siden det er nyere initialbetingelser og en mye kortere (24 timer) prognose.

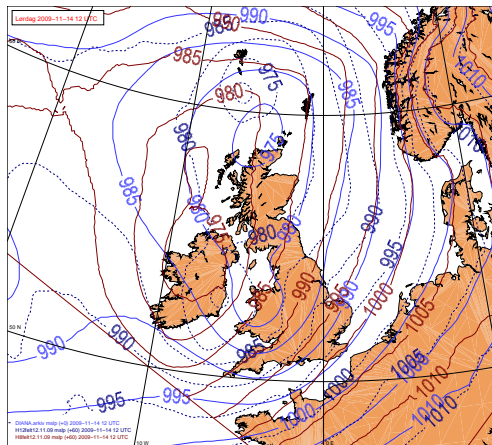




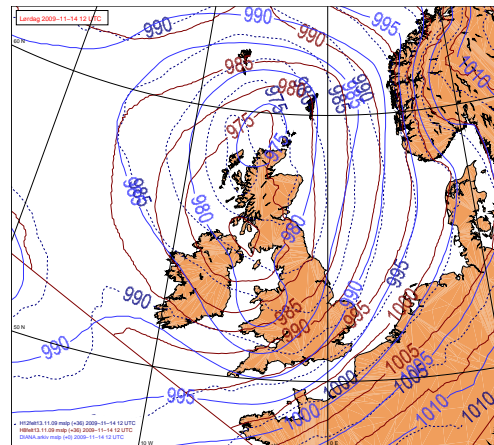
(a) 09 UTC



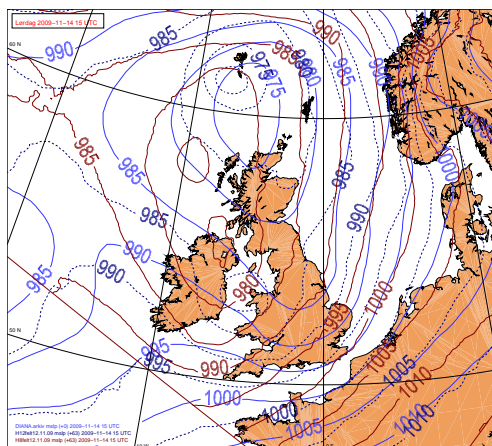
(b) 09 UTC



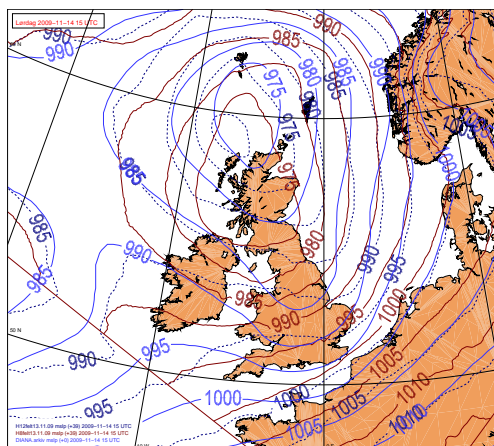
(c) 12 UTC



(d) 12 UTC



(e) 15 UTC



(f) 15 UTC

**Figur 4.7:** Tryk ved havnivå [hPa] lørdag 14. november 2009. Prognose fra HIRLAM12 (blå stiple) og HIRLAM8 (mørk rød), analysen (blå). Venstre kolonne; prognose fra 12. november 00 UTC, højre kolonne; prognose fra 13. november 00 UTC.

### 4.2.2 Bruk av pseudo-vanndampbilder og PV

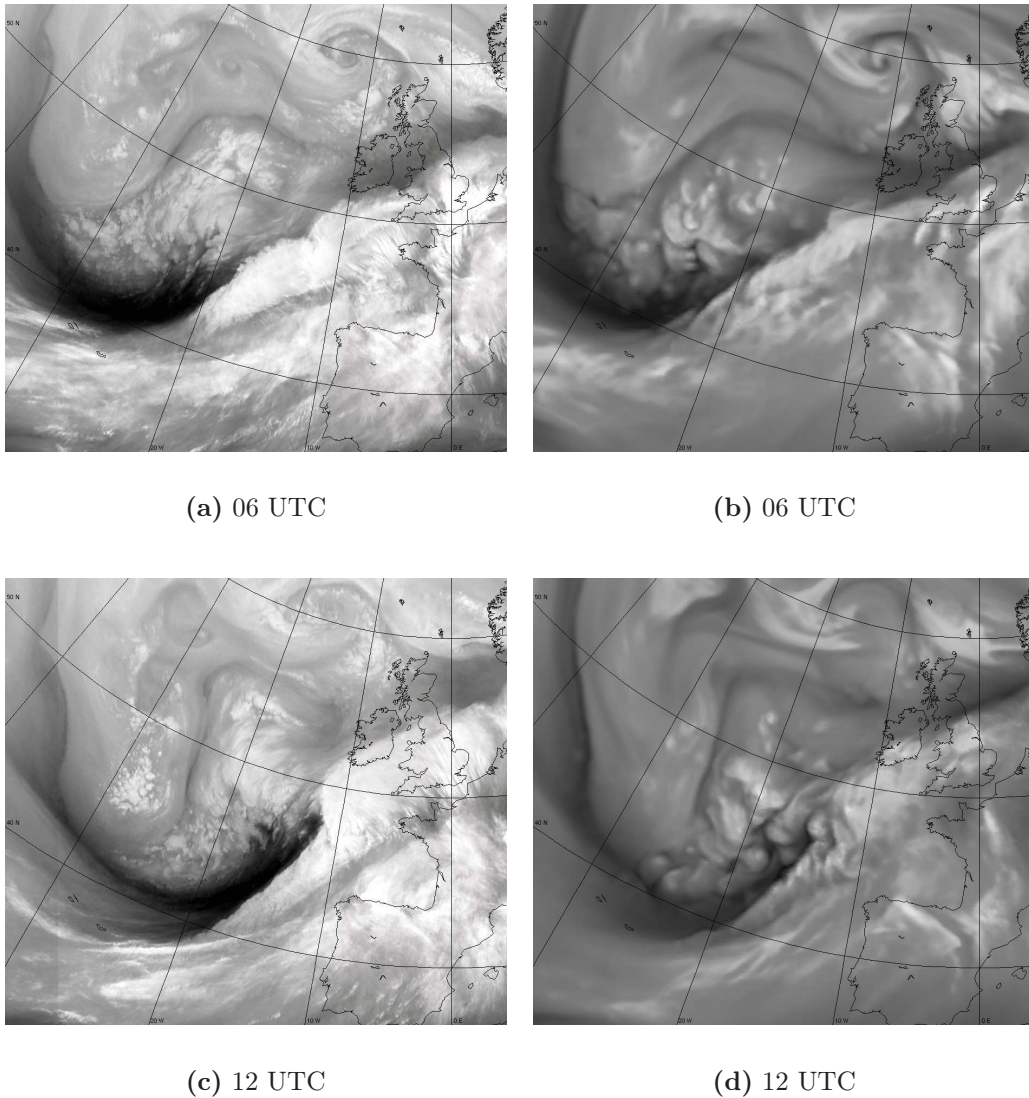
Vanndampbilder og pseudo-vanndampbilder 13. november 2009 er vist i figur 4.8, i henholdsvis venstre og høyre kolonne. Her ser man nedsynking av tørr stratosfæreluft over Atlanterhavet i både virkeligheten og modellen. Det syntetiske-vanndampbilde er laget av HIRLAM12 modellen. Ved sammenlikning av figurene, ser man at det generelle værmønsteret er ganske likt. Det er viktig å huske at gråskalaen er forskjellig, så det er ingen hensikt å gå i nærmere detalj enn å sammenlikne strømningsmønsteret. Høyden av vanndampen er vanskelig å sammenlikne, på grunn av den forskjellige gråskalaen. Det viktige er å få et raskt overblikk over situasjonen, for å se om det er en utvikling på gang. Den mørkeste fargen i modellen tilsvarende den mørkeste fargen i satellittbildet, her er det tørr nedsynkende luft fra stratosfæren.

Modellen viser de mørke områdene på samme sted som i satellittbildet, men det ser ut som det er mindre tørrluftsinntrengning her enn det som virkelig hendte. Dette ses i begge tidspunktene. 06 UTC er det et bredere område med tørrluft ved ca 40 °N, mellom 20 - 30 °V i figur 4.8(a), enn det er i pseudo-vanndampbildet i samme tid, figur 4.8(b). Dette gjelder også seks timer senere, 12 UTC, figur 4.8(c) viser mer tørrluft mellom 40 - 50 °N, 10 - 20 °V, enn hva modellbildet viser. I satellittbildet trenger den tørre luften seg lenger frem, nordøst, enn hva modellen klarte å oppfatte.

Siden det finnes uoverensstemmelser i modell og virkelighet, kan det være grunn til å tro at modellen lager en feil prognose. Likevel er det viktig å ta hensyn til at den horisontale oppløsningen til satellitten er mye høyere enn HIRLAM12. Derfor blir satellittbildet mye mer nøyaktig. Satellitten har en oppløsning på 1 km, dette er en stor forskjell fra HIRLAM12. På grunn av det vil pseudo-vanndampbildet "smøre ut" vanndampen og de tørre områdene, og det blir mer unøyaktig. Dette er også en av grunnene til at grundig studering mellom vanndampbilder og pseudo-vanndampbilder er lite hensiktsmessig.

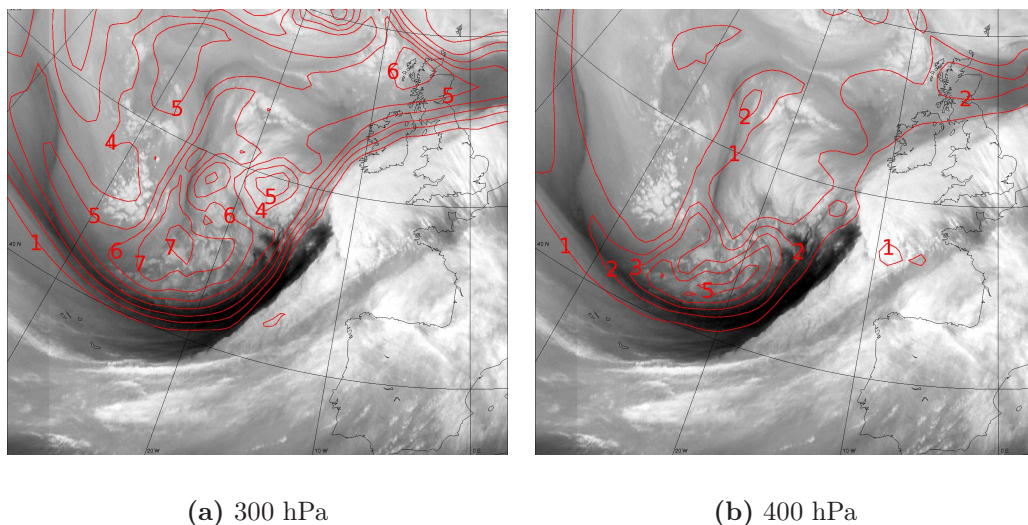
Sammenliknes i tillegg vanndampbildet med PV i 300 hPa og 400 hPa nivå, figur 4.9, viser det uoverensstemmelser mellom vanndampsmønsteret og PV-feltet. Her igjen kan dette tyde på feil i modellen. PV-anomalisenteret burde vært lenger sør, det samme gjelder området med størst gradient av PV. Det kan være lettere å se i 400 hPa flaten (fig. 4.9(b)), siden det er såpass mye PV omkring i 300 hPa nivå (fig. 4.9(a)). Området med størst gradient bør ligge i overgangen mellom det lyse og mørke i vanndampbildet. Det er her luften går fra et høyere nivå, til et område hvor luften synker. Den største verdien av PV burde ligge i området med mest nedsynkende luft, siden den potensielle virvlingen følger luften ned fra stratosfæren. Det er da vanlig at området med mest PV ligger plassert omtrent i midten av det mørke området i vanndampbildet. Dette er området med maks PV.

Først er den synoptiske situasjonen beskrevet. Sammenlikner man den med vanndampbildet, ser man at nedsynkingen av den tørre luften er omtrent på



**Figur 4.8:** Utviklingen 13. november 2009. Venstre kolonne, (a) og (c); MSG2 vanndampbilder ( $6.2 \mu m$ ) og høyre kolonne, (b) og (d); pseudo-vanndampbilder fra HIRLAM12.

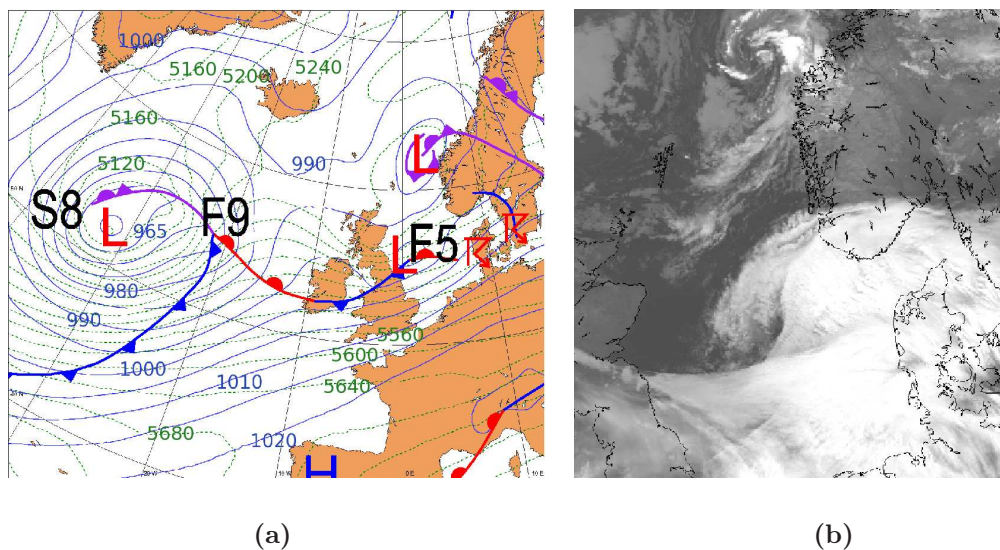
samme sted som høydetråget i det synoptiske bildet. Høydetråget ligger hele veien med en tilt i oppstrøms retning mot vest fra bakkelavtrykket. Denne tilten gjør det gunstig for videre fordypning av bakkelavtrykket. Dette er fordi det er divergens i høyden over bakkelavtrykket, siden det vil være konvergens inn mot høydetråget som ligger med en tilt. Slik blir det oppstigning av luft over bakkelavtrykket og det fordypes. I tillegg er det kaldluftsadveksjon vest for bakkelavtrykket. Dette gjør at trykkflatene får kortere avstand mellom hverandre, og høydetråget utvikles videre. Det fører til enda dypere høydetråk, og større konvergens mot dette området i høyden, og større divergens over bakkelavtrykket. Når høydetråget og bakkelavtrykket ligger slik, er det gjensidig forsterkelse mellom dem.



**Figur 4.9:** Satellittbilde ( $6.2 \mu m$ ) 13. november 2009 12 UTC, med PV-felt [PVU] i to forskjellige nivå i rødt.

Etterhvert får høydetråget en lukket sirkulasjon og blir et høydelavtrykk, dette beveger seg videre på storstilt skala og vil bli vertikalt opplinjert over bakkelavtrykket. Når disse ligger slik i fase over hverandre (dette skjer 13. nov. 21 UTC), vil det ikke være noe divergens i høyden som fremmer videre fordypning av bakkelavtrykket. Luftsøylen mellom nedre og øvre lavtrykk vil fylles igjen og begge lavtrykkene svekkes med tiden. Det tar litt tid før det innvirker, og bakkelavtrykket avtar ikke før 14. november, 06 UTC.





**Figur 4.10:** 18. november 2009. (a) Bakkeanalyse fra met.no, MSLP [hPa] (blå) og høyden til 500 hPa flaten (grønn stiplet), 06 UTC. (b) NOAA satellittbilde (dag-natt bilde, kombinert VIS og IR kanaler) som viser skyhatten over Nordsjøen, 09:09 UTC.

### 4.3 Skyhatt 18. november

Onsdag 18. november 2009 kom det en hurtig lavtrykksutvikling som påvirket Danmark og Sør-Sverige med kraftig vind. Den synoptiske situasjonen er vist i figur 4.10(a). Her ligger det et stort lavtrykk i Atlanterhavet, et gammelt lavtrykk utenfor Stadt som holder på å fylles igjen, og et begynnende lavtrykk over Storbritannia. Nedstrøms for det primære lavtrykket i Atlanterhavet er det en bølge på fronten, med et lukket lavtrykk på mesoskala. Dette er opphavet til det hissig og kortvarige sekundære lavtrykket som skapte problemer i Sverige og Danmark. I høydefeltet ligger det et høydefelt vest for bakkelavtrykket som samspiller med det. Ut fra satellittbildene kunne man forutse denne eksplosive lavtrykksutviklingen, noen timer tidligere. På bildet fra satellitt i figur 4.10(b) synes skyhatten tydelig 09:09 UTC, dette er et forvarsel på en hurtig lavtrykksutvikling (forklart i delkapittel 2.4.3). Denne utviklingen ble kortvarig, den oppstod og forsvant igjen i løpet av 24 timer. Likevel kraftig nok til å gi vind opp til full storm nær kysten av Danmark. Utviklingen ble ikke tatt så bra opp av modellene, som ga den høyere trykk og for svak vind i forhold til det observerte.

Nabolandene våre, Sverige og Danmark, ble kraftig preget av det eksplosive lavtrykket. SMHI<sup>6</sup> sendte ut et klasse 2 advarsel for Skåne i Sør-Sverige, noe som betyr at det er en risiko for store materielle skader og risiko for forstyrrelser i samfunnsfunksjoner, som for eksempel i kollektivtrafikken. I

<sup>6</sup>Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut



**Figur 4.11:** En lastebil som har veltet på grunn av kraftig vind på hovedveien mellom Thisted og Struer litt sør for Hurup i Danmark, 18.11.09. Foto: Hans Peter Urth/Privatfoto  
<http://jp.dk/indland/trafik/article1891341.ece?showInfo=image&relatedField=picFrontpageArtRight&imgNum=0>(19.11.09)

Jyllands-Posten (jp.dk, 2009) stod det at en bro ble stengt på grunn av en veltet lastebil, se figur 4.11. De opplyste også om havnen i Esbjerg som ble oversvømt, veltede trær, taksten som fløy, jordras og Øresundbroen mellom Danmark og Sverige ble stengt. På yr.no (2009) stod det at i løpet av en time ble det meldt om 30 materielle skader i Sverige.

Kraftig vind ble målt over hele Danmark og Sør-Sverige, vinden blåste på det sterkeste mellom kl. 15 - 19 UTC. SYNOP i Danmark 15 UTC viser maksimum ti meters middelvind 27.5 m/s (full storm), mens høyeste vindkast hadde en vindstyrke på 38.6 m/s. Lavtrykkssenteret var på sitt dypeste, 981 hPa, mellom kl 13 - 14 UTC, da det lå utenfor vestkysten av Nord-Jylland, Danmark. I løpet av 24 timer gikk situasjonen fra å være en liten bølge utenfor vestkysten av Irland, til å bli et eksplosivt lavtrykk som feide over Danmark og Sverige, for så å svekkes igjen. Lavtrykket begynte å fylles når det traff vestkysten av Danmark.

Situasjonen begynte rolig, men lavtrykket beveget seg veldig hurtig over Nordsjøen. Det var et tråg i høyden like bak det sekundære lavtrykket. Dette er et typisk sensitivt område, med et tråg i tidlig fase, og i tillegg ligger bakkellavtrykket med en vestlig tilt til høydetråget, som er gunstig for videre lavtrykksutvikling. I høyden er det et divergent felt, slik at luften må stige på grunn av massebevarelse. Dette forsterker lavtrykket på bakken ytterligere. Som et resultat blir det et konvergent område inn mot lavtrykket, for å fylle igjen for den tapte luften. Hvis divergensen i høyden er større enn konvergensen på bakken, vil lavtrykket bli dypere. 12 UTC trenges bakkellavtrykket inn under tråget i høyden, og mellom 15 - 18 UTC blir det en lukket sirkulasjon i høyden. I lavtrykkets svekkende fase er konvergensen på bakken større enn divergensen i høyden, slik at bakketrykket stiger. De vertikale bevegelsene av luften kan også bli forklart ved hjelp av  $\omega$ -likningen (likning 2.9).

I området hvor frontlavtrykket dannes vrir vinden seg syklonisk med høyden, (dette ses i figur 4.10(a) for eksempel der bakkellavtrykket i Nordsjøen har en nordlig vind på baksiden av lavtrykkssenteret, og vinden i 500 hPa flaten er vestlig i det samme området) som er tegn på kald adveksjon, og vertikal nedsynkende bevegelse. Slik fordypes høydetråket og utvikler seg til et høydelavtrykk i en senere fase. Videre kommer høydelavtrykket og bakkellavtrykket i fase og vil deretter avta.

### 4.3.1 Pseudo-vanndampbilde

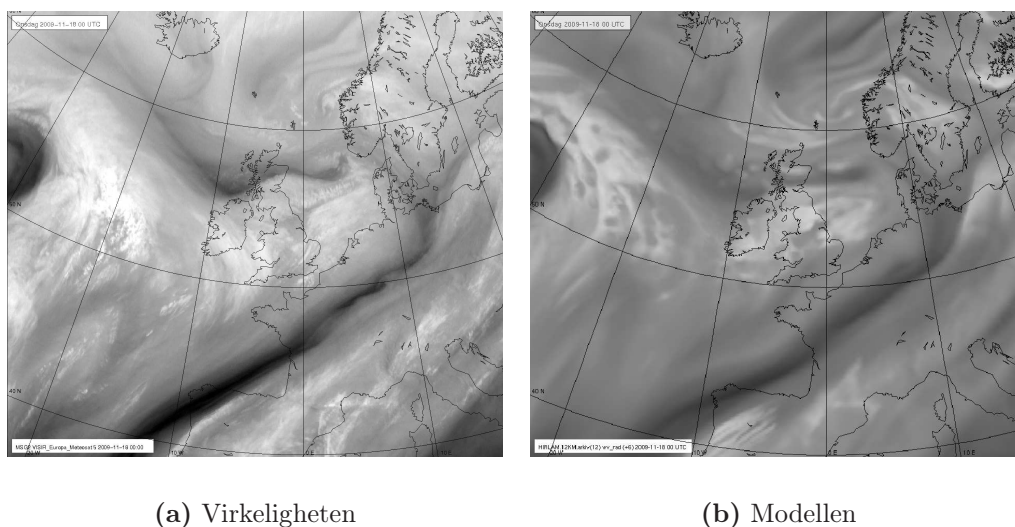
Pseudo-vanndampbilde sammen med det virkelige vanndampbilde 18. november 2009 00 UTC er vist i figur 4.12. De generelle signaturene i bildene ser like ut, men studerer man bildene mer inngående, ser man forskjeller i inn-trengningen av tørrluft. Dette gjelder spesielt i området over Skottland og Nord-Irland. Den generelle signaturen ellers i bildet ser ut til å være lik.

I området over Skottland har vanndampbildet et konvekst vanndampmønster. Denne signaturen er vanskelig å gjenkjenne i pseudo-vanndampbildet. I tillegg er området med mørkest farge i vanndampbildet, ikke likt i pseudo-vanndampsbildet. Dette er det området med mest nedsynking av tørrluft som ligger nord for Nord-Irland. Det samme området har ikke et like markert mørkere område i pseudo-vanndampbildet. Pseudo-vanndampbildet fanger opp at det er noe nedsynkende tørrluft i området over Skottland og Nord-Irland generelt, for det er litt mørkere enn det rundt, men signaturene er ikke like fremtredende som i satellittbildet.

I følge Santurette og Georgiev (2005) (kapittel 4.3, s. 93 - 100) er dette en type **C** situasjon. Det vil si det er uoverensstemmelse mellom vanndampbildet med både pseudo-vanndampbildet og PV-feltet (figur og forklaring av PV-vanndamp sammenlikning under). Dette indikerer at det kan være feil i den numeriske varlingsmodellen. Her lager modellen en passende PV diagnose, siden PV-feltet stemmer med pseudo-vanndampbildet. Dette gjør at det er et nyttig PV-vanndamp forhold som kan studeres. Det er noe av atmosfærens dynamikk som er dårlig simulert siden vanndampbildet ikke samsvarer med PV-feltet. Her er det et potensial for å validere resultatene fra varslingsmodellen, og det kan gjøres justeringer i dens initialfeltet. Santurette og Georgiev (2005) sier da at det er klare retningslinjer for en PV modifikasjon.

### 4.3.2 PV-invertering

Figur 4.13 viser PV-felt i (a) 300 hPa nivå og (b) 400 hPa nivå 18. november 2009 00 UTC sammen med vanndamp-satellittbilde. Sammenlikningen mellom vanndampbildet og pseudo-vanndampbildet viser uoverensstemmelse over Skottland. Nå vil det konvekse vanndampmønsteret og området med mest nedsynkende stratosfæreluft, bli sammenliknet med PV-feltene på de



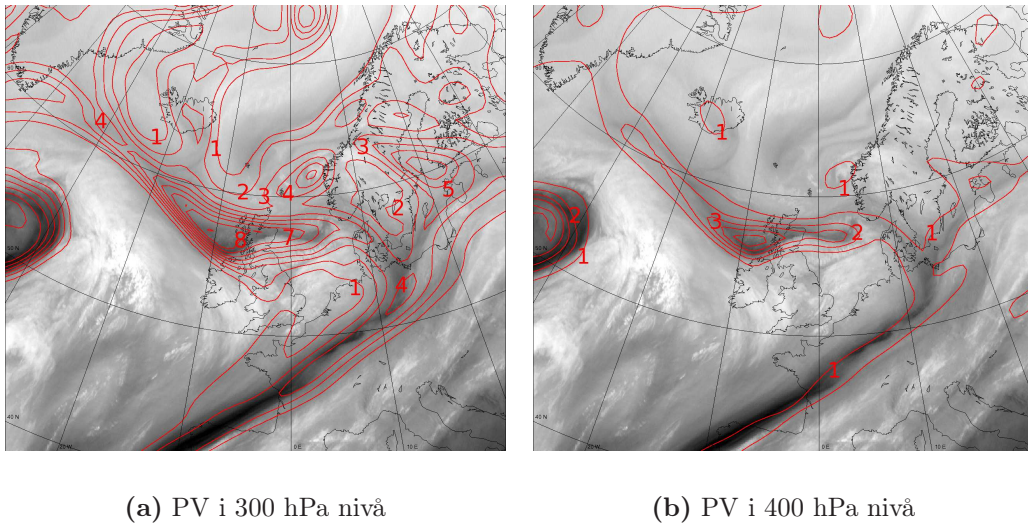
**Figur 4.12:** Sammenlikning mellom (a) MSG2 vanndampbilde ( $6.2 \mu m$ ) og (b) HIRLAM12 pseudo-vanndampbilde, 18. november 2009 00 UTC.

samme stedene. Det mørkeste området i vanndampbildet burde ha den høyeste PV-verdien. Maksimal PV ligger passende med de mørke områdene. Den høyeste PV-verdien i 300 hPa flaten er 9 PVU. I 400 hPa nivå ser plasseringen av maksimal PV også bra ut, her er maksimal verdien 5 PVU. PV-feltet i forhold til det konvekse vanndampmønsteret over Skottland er litt feilplassert. I dette området burde PV-feltene ha en tydeligere anti-syklonisk bøyning, som ville fulgt vanndampmønsteret.

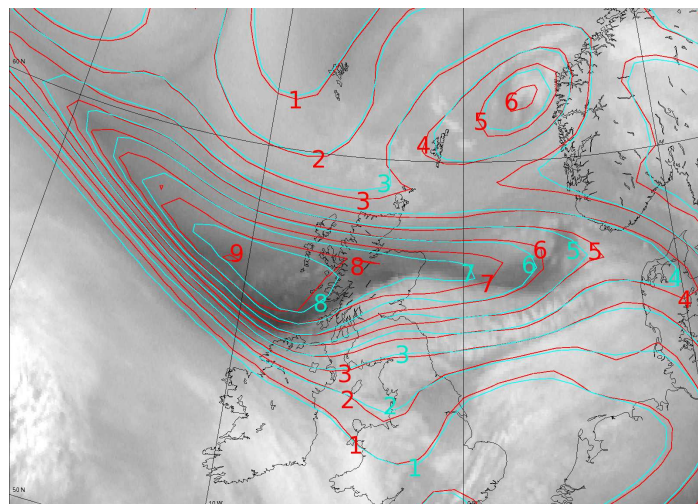
Tegnene for feil mellom modellen og virkeligheten, både med PV-vanndampmetoden og sammenlikning mellom vanndampbildet og pseudo-vanndampbildet, kan være en av grunnene til at modellen ikke varslet lavtryksutviklingen pre-sist. Figur 4.14 viser PV i 300 hPa flaten nærmere, sammen med det modifiserte PV-feltet. Her har det blitt gjort editeringer av PV-feltet på grunnlag av forskjellen i sammenlikningen med PV-vanndamp-metoden.

PV-editeringer ble gjort i alle trykknivå med unntak av 700 hPa og 1000 hPa nivå. Det er på grunn av at i 700 hPa var det svært lite PVU, dette kan være på grunn av at i dette nivået strekker ikke PV fra stratosfæren seg ned. I tillegg er det for høyt opp til at PV fra bakken når opp til dette nivået i denne situasjonen. Editeringer ble gjort slik at PVU gradienten følger mønsteret i vanndampbildet bedre. Forbedringen synes tydelig her ved det konvekse mønsteret av vanndampen. Det modifiserte PV-feltet (turkist) følger mønsteret bedre enn hva PV-feltet før editering (rød) viser, figur 4.14. Det er en mer anti-syklonisk bøyning på det nye modifiserte PV-feltet som ligger likt med vanndampmønsteret. Videre ser man på det nye høydefeltet (1000 hPa nivå), for å se forandringene som er blitt forårsaket av PV-editeringen.



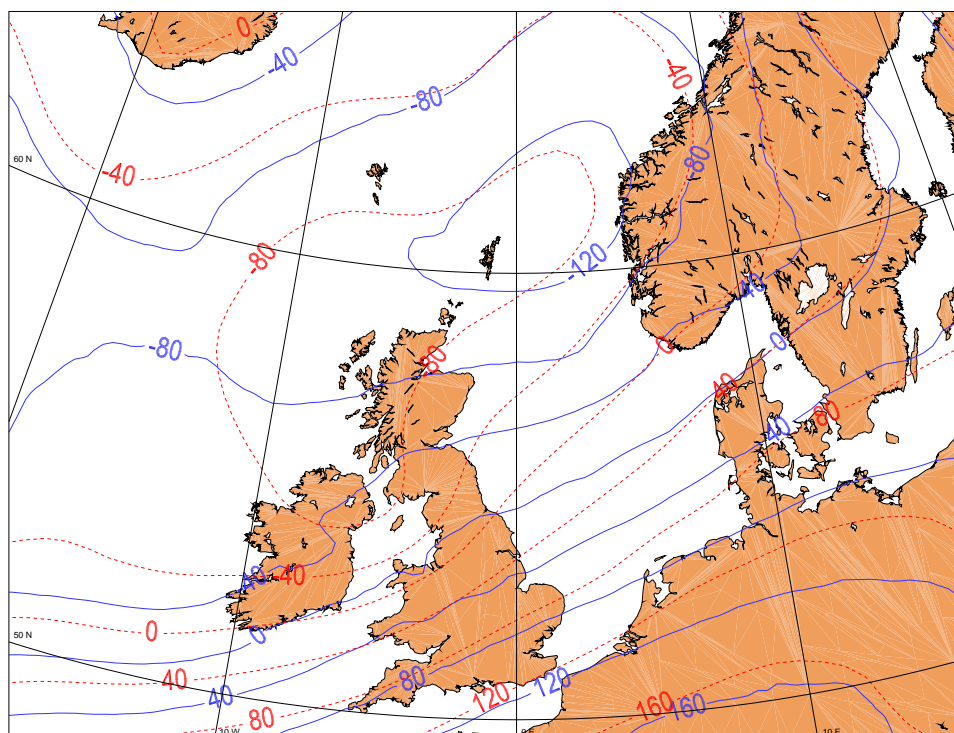


**Figur 4.13:** Vanndampbilder med HIRLAM12 PV-analyse [PVU] på samme tidspunkt, 18. november 2009 00 UTC.



**Figur 4.14:** Vanndampbilde med PV-felt [PVU] fra HIRLAM12 i 300hPa nivå, 18. november 2009 00 UTC. Her ser man at det opprinnelige PV-feltet (rødt) ikke følger den konvekse delen av vanndampmønsteret, mens det modifiserte PV-feltet (turkist) er mer tilpasset.

Det modifiserte høydefeltet i 1000 hPa flaten er vist i figur 4.15, sammen med høydefeltet før editering. Trykksenteret er mer dratt ut i det modifiserte feltet, og det får en trågutvikling over Storbritannia. Det er en trågutvikling i det gamle høydefeltet også, dette ligger over Irland lenger vest. Lavtrykksenteret har fått høyere trykk, men det har blitt dypere over Nord-Irland og Skottland. Slik gjorde editeringene at det ble et mer markert tråg i dette området. Tråget ligger lenger frem, mot øst enn hva det gamle feltet viser.



**Figur 4.15:** Høydefelt i 1000 hPa nivå [m], før editering (blå) og modifisert felt (rød stippet), 18. november 2009 00 UTC.

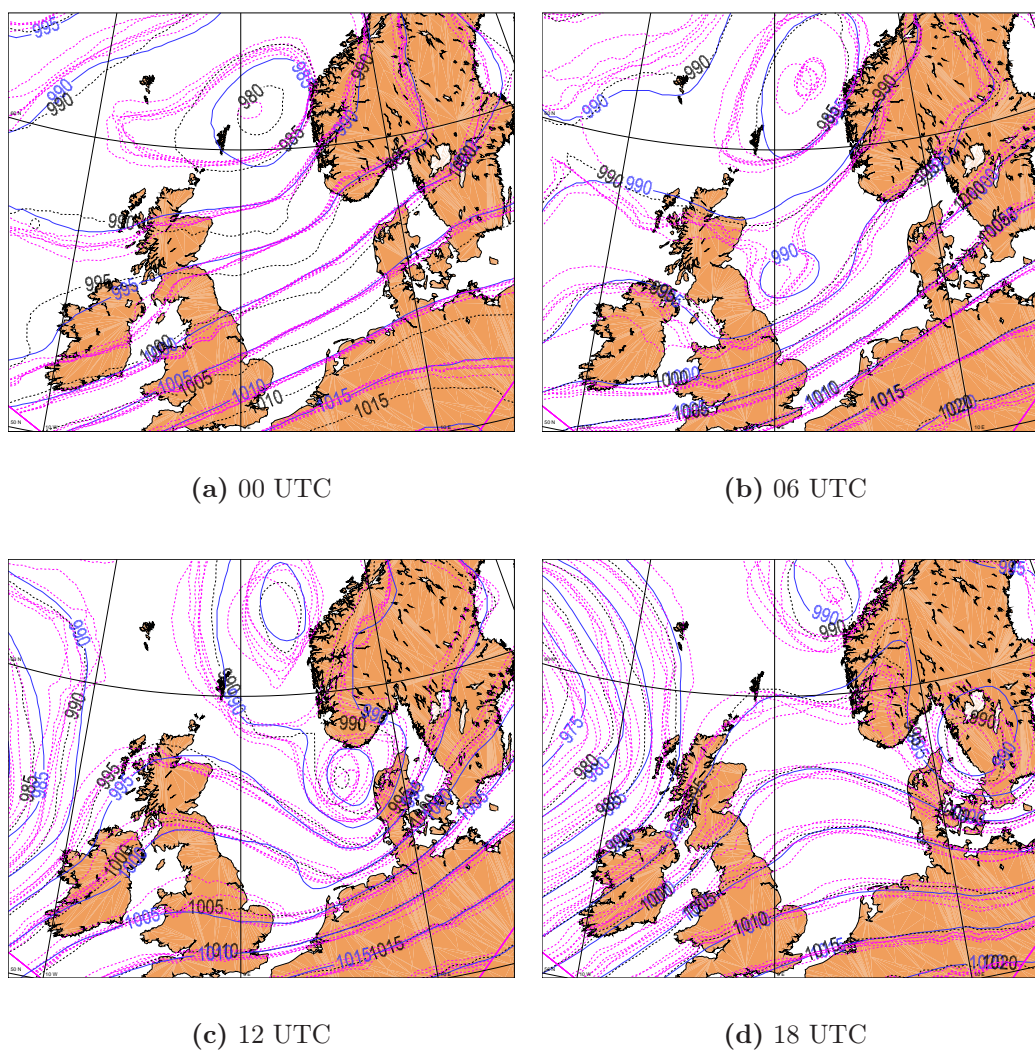
### 4.3.3 Bruk av LAMEPS

Etter at det er gjort PV-editering og invertering slik at et nytt modifisert felt er blitt produsert, sammenliknes dette nye feltet med ensemblemedlemmer og eventuelt en analyse. Da kan man utforske om noen av ensemblemedlemmene har likheter med det nye modifiserte feltet, og på den måten hadde fanget opp situasjonen bedre enn én enkel prognose. Her brukes LAMEPS.

I LAMEPS er det som tidligere beskrevet, 20 perturberte ensemblemedlemmer og et kontrollvarsel. Ved sammenlikning mellom høydefeltet til de perturberte medlemmene og det modifiserte høydefeltet 18. november 00 UTC, ble ensemblemedlemmer plukket ut. Fire av de perturberte medlemmene ble plukket ut, dette på grunnlag av at de liknet mest på det modifiserte feltet, med hensyn på trågutviklingen over Storbritannia. Dette vises i figur 4.16, hvor de fire ensemblemedlemmene er vist i rosa, sammen med det modifiserte feltet i rødt og analysen i blått. Sammenliknes -40 meters isolinjen til det modifiserte feltet (rød) med 995 hPa isobaren til analysen (blå), viser de at bøyen på isolinjen i det modifiserte feltet ligger lenger mot øst enn hva analysen viser. Ingen av LAMEPS medlemmene hadde knekken på isobarene like langt øst som fra det modifiserte høydefeltet, men de fire utvalgte medlemmene var de som liknet mest på det modifiserte feltet. Sammenliknet med analysen ligger disse medlemmene (995 hPa isobaren) mellom analysen og det modifiserte feltet.



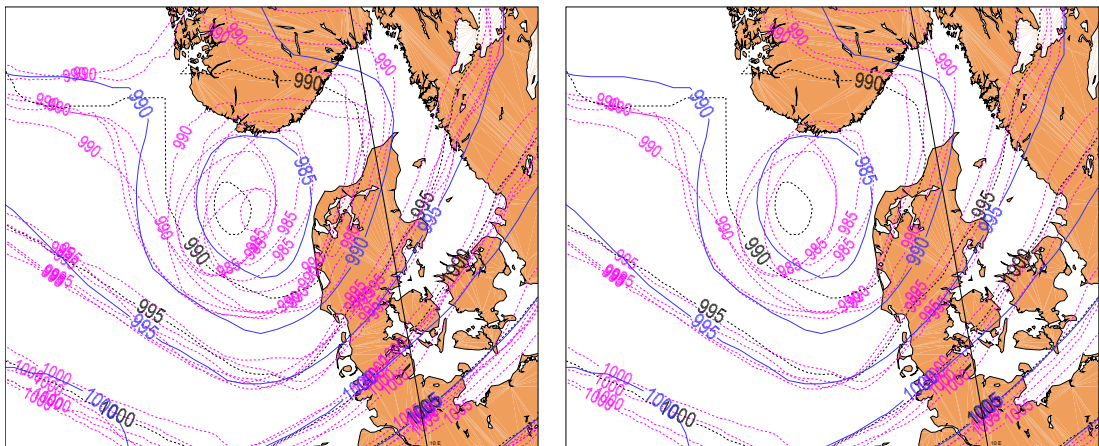




**Figur 4.17:** Eksplosiv lavtrykksutvikling 18. november 2009. Figuren viser MSLP [hPa]; analysen (blå), HIRLAM12 prognosen (svart stiplet) og ensemblemedlemmer (rosa stiplet).

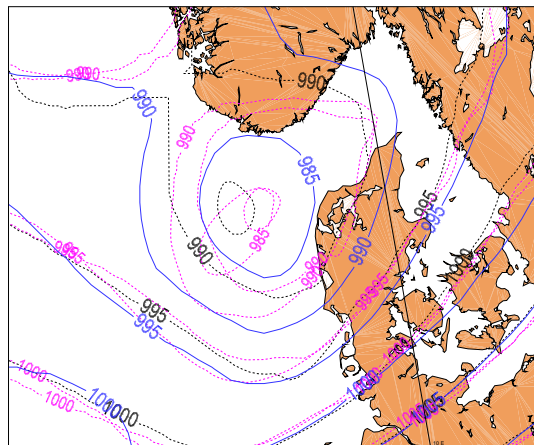
Alle de seks utvalgte medlemmene er plukket ut av bildesekvensen og vist nærmere, 18. november 2009 12 UTC, i figur 4.18(a). Dette tidspunktet er valgt på grunn av at det var rundt denne tiden lavtrykket begynte å påvirke Danmark (Jylland) med kraftig vind, det påvirket Danmark og Sør-Sverige mest mellom 12 - 18 UTC. Det er vanskelig å skille medlemmene, derfor deler jeg dem i to videre.

De ensemblemedlemmene som viste seg å være mest lik lavtrykksutviklingen på dette tidspunktet, var medlem nr. 2, 7, 18 og 20, disse er plukket ut og vist i figur 4.18(b), 12 UTC. Dette er de samme fire medlemmene som er vist i figuren 4.16, som var mest lik det modifiserte feltet 00 UTC. Alle fanger opp et trykk og trykksenter som er nærmere analysen enn hva prognosen hadde. Det vil si at 20 % av medlemmene fanger opp en utvikling som er nærmere



(a) Alle seks ensemblemedlemmene

(b) De medlemmene som likner mest på analysen (nr. 2, 7, 18 og 20)



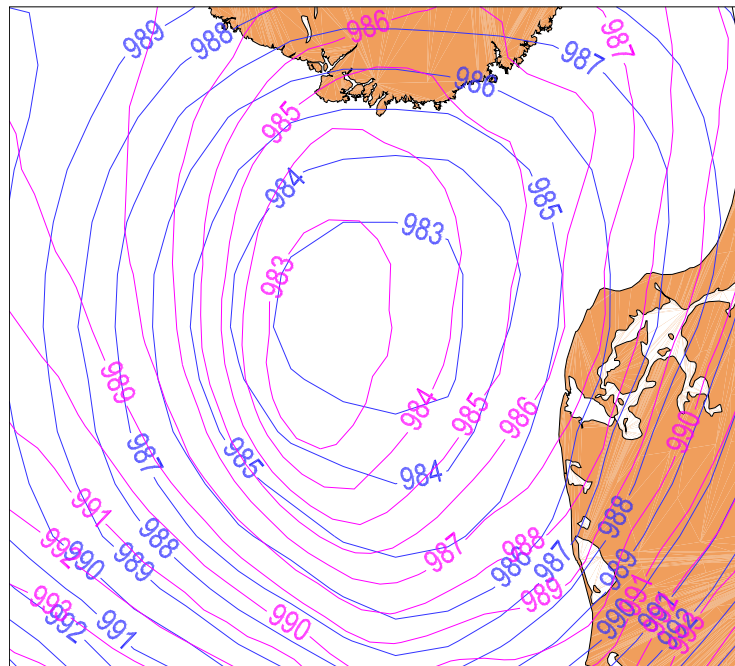
(c) De medlemmene som likner mest på prognosen (nr. 6 og 9)

**Figur 4.18:** MSLP [hPa] 18. november 2009 12 UTC da det eksplosive lavtrykket påvirket Danmark. Analysen (blå), HIRLAM12 +12 timersprognosen (svart stiplet) og ensemblemedlemmer +18 timersprognose (rosa stiplet).

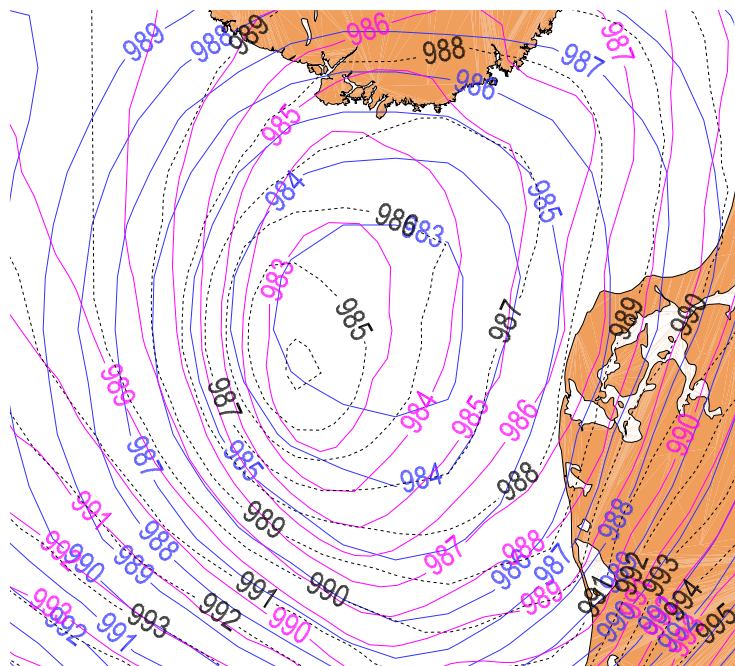
den virkelige utviklingen enn hva prognosen viste. Ensemblemedlemmene, av de seks utvalgte, som fanget opp lavtrykket mest likt HIRLAM12 prognosen, er medlem nr. 6 og 9 (figur 4.18(c)). Det paradoksale er at medlem nr. 6 var det eneste medlemmet som fikk en lukket syklonisk sirkulasjon i terminen før (06 UTC) likt som analysen, men likevel fanger dette medlemmet opp situasjonen dårligere enn fire andre medlemmer bare 6 timer senere, 12 UTC.

I figur 4.19 er et ensemblemedlem plukket ut, dette har et dypere trykksenter og mer lik formen til analysen enn hva prognosen fremstilte 12 UTC. Dette

er medlem nr. 7. Den ene figuren viser kun medlemmet med analysen, mens den andre viser medlemmet sammen med analysen og prognosen. Dette er det beste av de utvalgte medlemmene, og ga en god overensstemmelse med analysen.



(a) Analyse og medlem nr. 7



(b) Analyse, prognose og medlem nr. 7

**Figur 4.19:** MSLP [hPa (NB! ekvidistanse 1)] 18. november 2009 12 UTC. Zoomet inn på et medlem da lavtrykket påvirket Danmark. Analysen (blå), HIRLAM12 +12 timersprognosen (svart stiplet) og +18 timersprognose for det ensemblemedlemmet som tok lavtrykksutviklingen best, nr. 7 (rosa).

#### 4.3.4 Bruk av NORLAMEPS

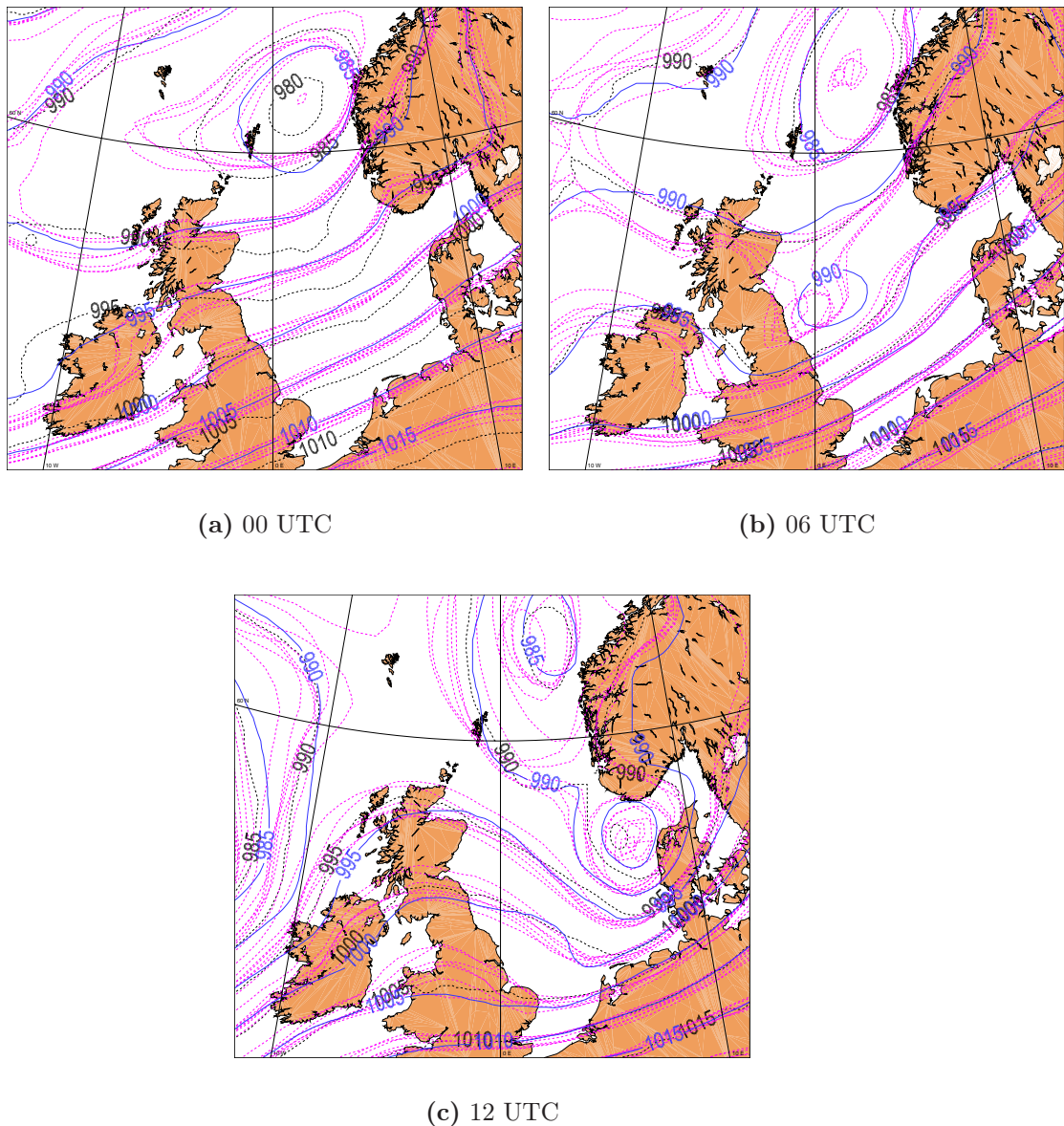
Bruk av NORLAMEPS tar hensyn til enda 20 flere medlemmer enn LAMEPS. Her har man i tillegg til LAMEPS, 20 rene TEPS medlemmer. Begge ensemblene har også et kontrollvarsel, slik at NORLAMEPS får tilsammen 42 ensemblemedlemmer. Siden det først er sett på LAMEPS medlemmene, vil kun TEPS medlemmene bli betraktet og illustrert i dette delkapittelet.

På samme måte som for LAMEPS, plukkes ensemblemedlemmene ut etter hvilke som er mest like det modifiserte feltet i figur 4.16 (sammenlikningen er ikke vist). Ut fra dette ble syv av de totalt tyve perturberte ensemblemedlemmene fra TEPS valgt ut. Utviklingen av disse, sammen med analyse og prognose, er vist i figur 4.20, 18. november 2009, 00 - 12 UTC, trykket ved havnivå. Dette er de ensemblemedlemmene som hadde et tråg i samme område som det modifiserte feltet plasserte det. Av disse medlemmene får tre stykker en lukket sirkulasjon 06 UTC, (fig. 4.20(b)), som stemmer med den virkelige utviklingen (analysen) i samme tidspunkt. Alle medlemmene plasserer den sykloniske utviklingen lenger vest enn hva analysen viser. For de utvalgte LAMEPS medlemmene er dette også tilfelle, men de ligger nærmere analysen enn hva TEPS medlemmene gjør.

Figur 4.21 viser ulike medlemmer 12 UTC den 18. november. Alle de syv utvalgte medlemmene er illustrert i figur 4.21(a), her ser man at spredningen på disse medlemmene ligger mellom HIRLAM12 prognosen (svart stiplet) og analysen (blå). Det var tre ensemblemedlemmer som fanget opp utviklingen best, disse er vist i figur 4.21(b). Dette tilsvarer 15 % sannsynlighet av de 20 TEPS medlemmene for at en slik utvikling ville slå inn. To av medlemmene viste seg å bli mest lik HIRLAM12 prognosen (fig. 4.21(c)). Av de syv utvalgte TEPS medlemmene er medlem nr. 9 det aller dårligste til å fange opp situasjonen 12 UTC; det er det ene medlemmet som hadde en lukket sirkulasjon 06 UTC. Utviklingen til de tre ensemblemedlemmene som hadde lukket sirkulasjon, er vist i figur 4.21(d). Disse medlemmene er tatt med siden man kanskje ville trodd at disse skulle gi best videre utvikling, de var veldig like analysen kun 6 timer tidligere. Det viser seg altså at en av dem allikevel fanger situasjonen opp dårlig, det gjør også medlem nr. 12. Derimot er det siste medlemmet her det som er mest lik analysen.

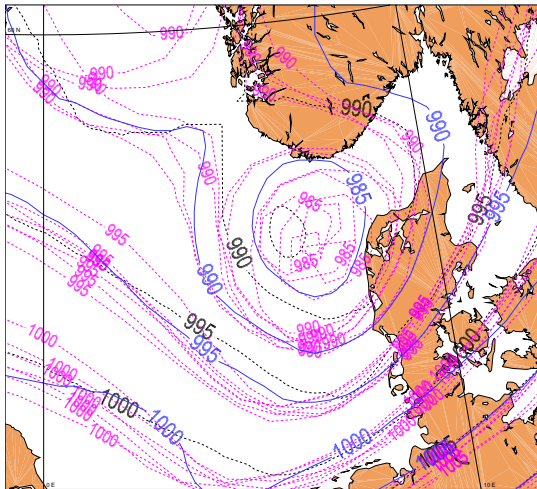
Et nærbilde av det ensemblemedlemmet som likner mest på analysen er vist i figur 4.22. I sammenlikningen mellom analysen og det enkelte medlemmet er likheten stor (fig. 4.22(a)). Lavtrykket er litt forskjøvet mot øst, men trykk og trykkgradient er svært lik. Sammenliknet med prognosen er dette ensemblemedlemmet betraktelig bedre (vises i figur 4.22(b)). Prognosen har for svak trykkgradient i forkant av lavtrykket, i tillegg er det for stramt i bakkant av senteret. Ut fra dette vet man at vindhastigheten til prognosen vil være feil.



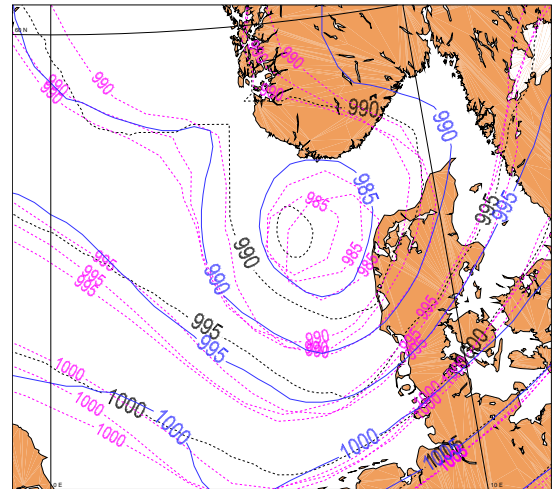


**Figur 4.20:** Eksplosiv lavtrykksutvikling 18. november 2009. Figuren viser MSLP [hPa]; analysen (blå), HIRLAM12 prognosen (svart stiplet) og ensemblemedlemmer (rosa).

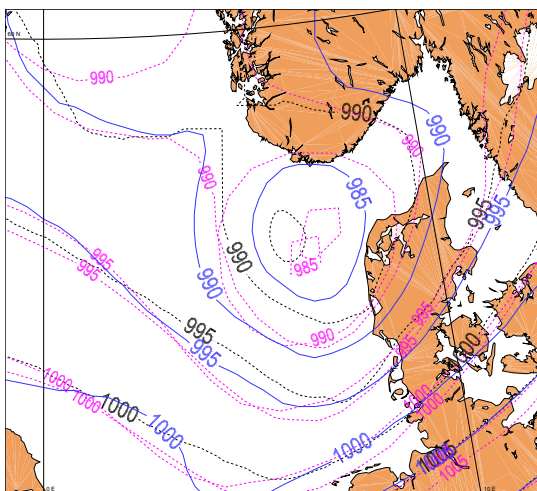
Tar man for seg hele NORLAMEPS er det til sammen 4 (LAMEPS) + 3 (TEPS) = 7 NORLAMEPS medlemmer som faktisk fanger opp situasjonen veldig bra. Det vil si at NORLAMEPS viste  $\frac{7}{40} = 17.5\%$  sannsynlighet for det eksplosive lavtrykket som faktisk utformet seg. Dette er sannsynligheten som kommer rett ut fra NORLAMEPS modellen. Maks vindhastighet fra HIRLAM12 modellen viste liten storm 18. november 2010 12 UTC. Flere av de utvalgte NORLAMEPS medlemmene viste full storm på samme tidspunkt (fem av seks LAMEPS og to av syv TEPS medlemmer).



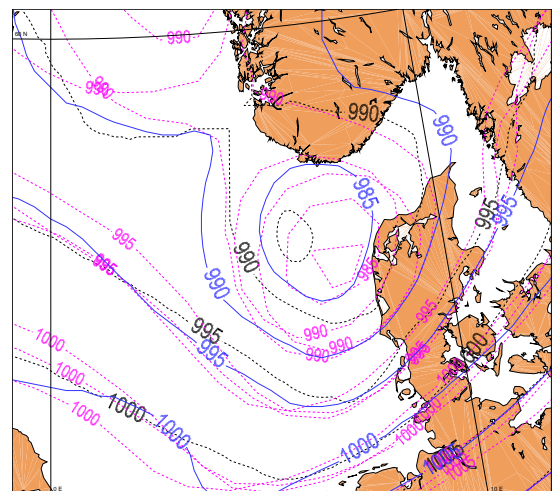
(a) Alle ensemblemedlemmene



(b) De ensemblemedlemmene som likner mest på analysen (nr. 14, 18 og 20)

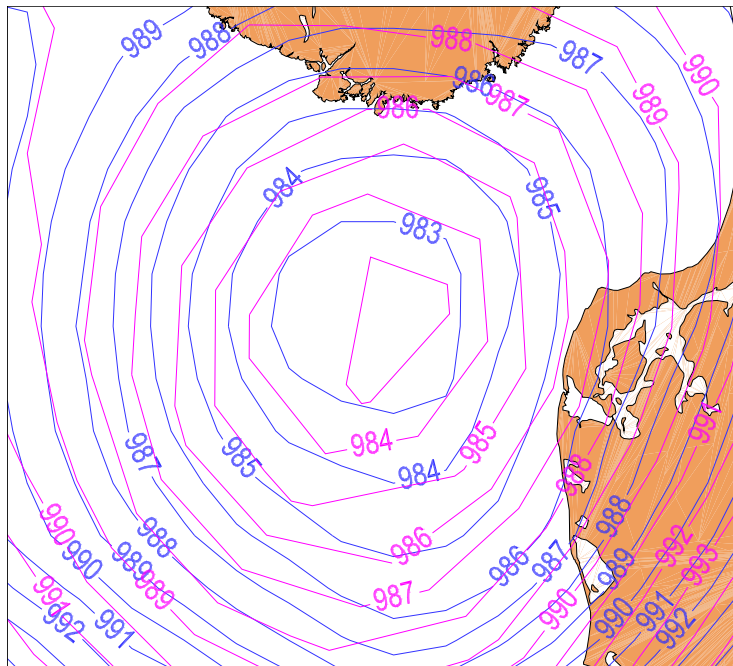


(c) De ensemblemedlemmene som likner mest på prognosen (nr. 6 og 7)

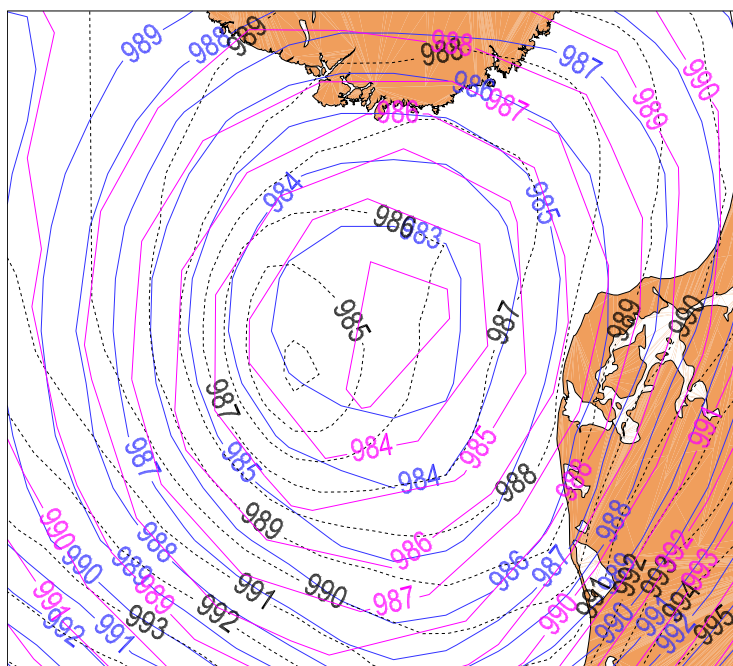


(d) De ensemblemedlemmene som hadde en lukket sirkulasjon 06 UTC (nr. 9, 12 og 14)

**Figur 4.21:** MSLP [hPa] 18. november 2009 12 UTC da det eksplosive lavtrykket påvirket Danmark. Analysen (blå), HIRLAM12 prognosen (svart stiplet) og ensemblemedlemmer (rosa).



(a) Analyse og medlem nr. 20



(b) Analyse, prognose og medlem nr. 20

**Figur 4.22:** MSLP [hPa (NB! ekvidistanse 1)] 18. november 2009 12 UTC. Zoomet inn på lavtrykkssenteret. Analysen (blå), HIRLAM12 +12 timersprognosen (svart stiplet) og +24 timersprognosen til ensemblemedlem nr. 20 (rosa).

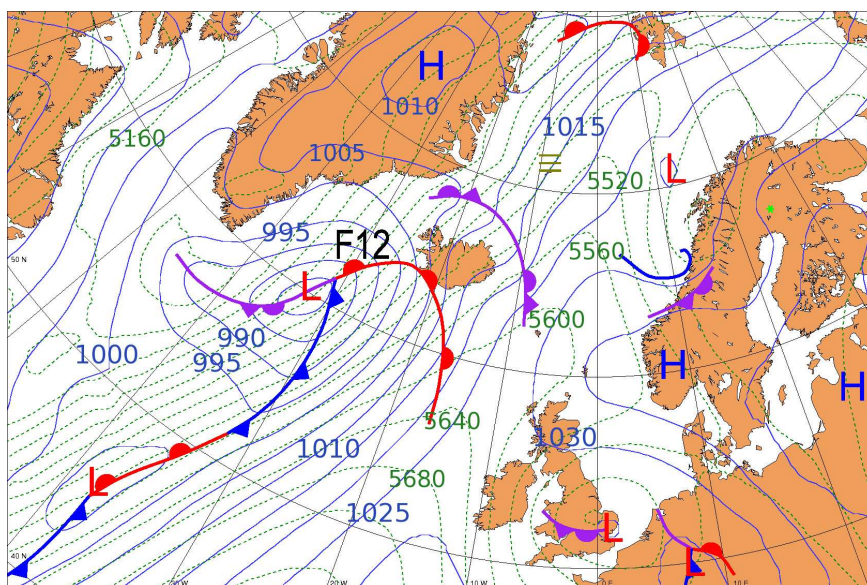
Fra NORLAMEPS er det til sammen 13 utvalgte medlemmer som var mest lik det nye modifiserte høydefeltet, seks fra LAMEPS og syv fra TEPS. Av de 13 utvalgte NORLAMEPS medlemmene fikk syv medlemmer en utvikling nærmere analysen enn prognosen fra HIRLAM12. Som skrevet over, fang-et disse syv medlemmene opp situasjonen veldig bra. De siste seks utvalgte ensemblemedlemmene hadde en utvikling som var nærmere HIRLAM12 prognosen, eller ulik både analysen og prognosen. Med denne metoden finner man en  $\frac{7}{13} \approx 54$  % sannsynlighet for den utviklingen som analysen viser ved hjelp av å bruke de utvalgte ensemblemedlemmene. Her er det en forbedring fra 17.5 % sannsynlighet til 54 % sannsynlighet for den virkelige utviklingen av lavtrykket. Ved bruk av denne metoden kunne meteorologen på vakt fått et bedre beslutningsgrunnlag for varsling av denne lavtrykksutviklingen. Det samme gjelder for vindhastigheten, hvor 7 av de 13 utvalgte NORLAMEPS medlemmene ga en vindhastighet som var en Beaufort<sup>7</sup> sterkere enn hva prognosen fra HIRLAM12 viste, fra 9 til 10 Beaufort.

Siden det var avvik mellom modell og virkelighet i PV-vanndamp-metoden, var det grunn til å gjøre PV-editeringer. For så videre å sammenlikne det nye modifiserte høydefeltet med NORLAMEPS medlemmer, velge ut de som var mest like, og se på utviklingen deres. I dette tilfellet ble sannsynligheten for den virkelige utviklingen av lavtrykket betraktelig bedre, og vindstyrken økte med en Beaufort som var i samsvar med den virkelige utviklingen. Siden det var avvik i PV-vanndamp-metoden kunne meteorologen ha brukt denne metoden for å få et bedre beslutningsgrunnlag for værvarselet.

---

<sup>7</sup>Beaufort skalaen er en skala som brukes til å bestemme vindstyrken, etter Sir Francis Beaufort (Meteorologisk institutt, 2010). Liten storm (9 Beaufort): 20.8 - 24.4 m/s, og full storm (10 Beaufort): 24.4 - 28.4 m/s.





**Figur 4.23:** HIRLAM analyse av trykket ved havnivå [hPa] (blå) og høyden til 500 hPa flaten [m] (grønn) 25. januar 2010 00 UTC, med bakkeanalyse fra met.no, som viser frontplassering og tendenser i området.

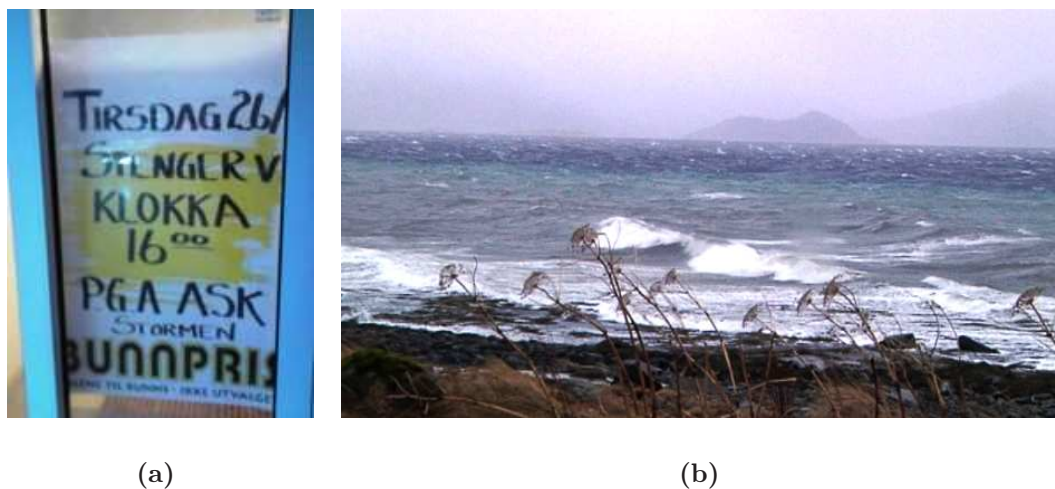
## 4.4 “Ask”

Lavtrykket “Ask” begynte som et lavtrykk ved østkysten av USA. På sin transatlantiske ferd splittes det, og utvikles til et ekstratropisk lavtrykk når det samspiller med polarfronten. Lavtrykket fører til svært kraftig vind på Island mandag 25. januar 2010, og for Nord-Norge på tirsdagen. Figur 4.23 viser den synoptiske situasjonen 25. januar 2010 00 UTC, som er før lavtrykket treffer Island. Trykkfallet har vært veldig stort, 12 hPa, i løpet av de siste tre timene. Vinden i 500 hPa nivå er vest-sørvestlig i området hvor lavtrykket har sitt senter. Videre beveget lavtrykket seg over Grønlandshavet og Norskehavet, til Barentshavet.

Lavtrykkssenteret traff aldri Norge, men pga. et stabilt høytrykk over Russland, ble trykkgradienten stor. Dermed førte det til at vinden ble så sterk over Nord-Norge. Ut fra observasjoner ser man at høyeste middelvind var 30.9 m/s, sterk storm. I kastene ble det målt over 32 m/s i vindstyrke på flere steder i Nord-Norge<sup>8</sup>. Ekstremværet fikk navnet “Ask”. Da det herjet, ble folk rådet til å holde seg inne, flere tak ble blåst av, og ferge- og hurtigbåttrafikken i nordre del av Nordland lå stille.

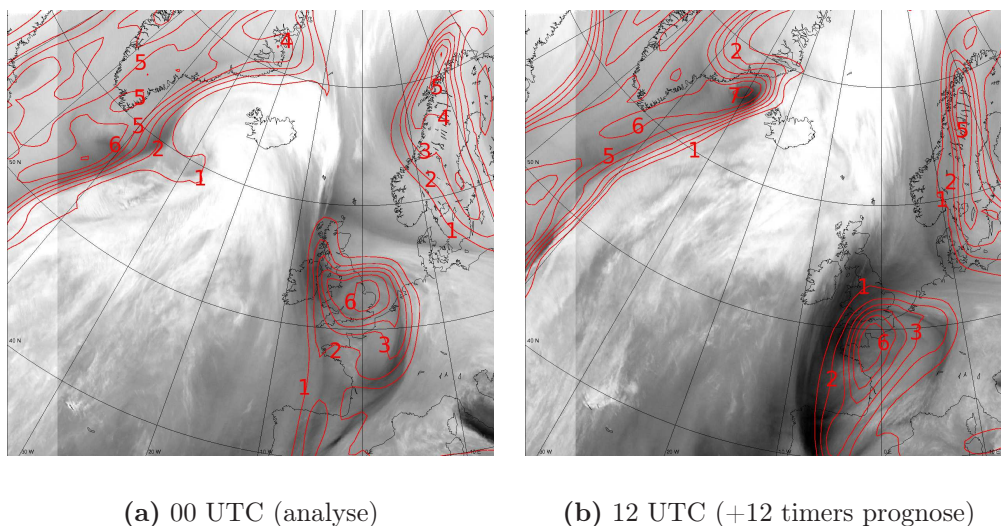
Fra figur 4.24(a) ser man påvirkninger et uvær kan ha for omgivelsene. Her har uværet blitt varslet, og på den måten kan lokalbefolkningen ta forholdsregler. Figur 4.24(b) viser påvirkningen vinden har på naturen, bølgene slår, havet bruser og vekstene fremst i bildet bøyer seg som et resultat av den

<sup>8</sup>SYNOP



**Figur 4.24:** “Ask” herjer 26. januar 2010. (a) På Ramberg, Nordland, tar de forholdsregler. Foto: Siv Engen/Privatfoto. (b) Det blåser opp utenfor Sortland, Nordland. Foto: Ane Høyem/NRK.  
(<http://www.yr.no/nyheter/1.6963224>) (26.01.10)

kraftige vinden.



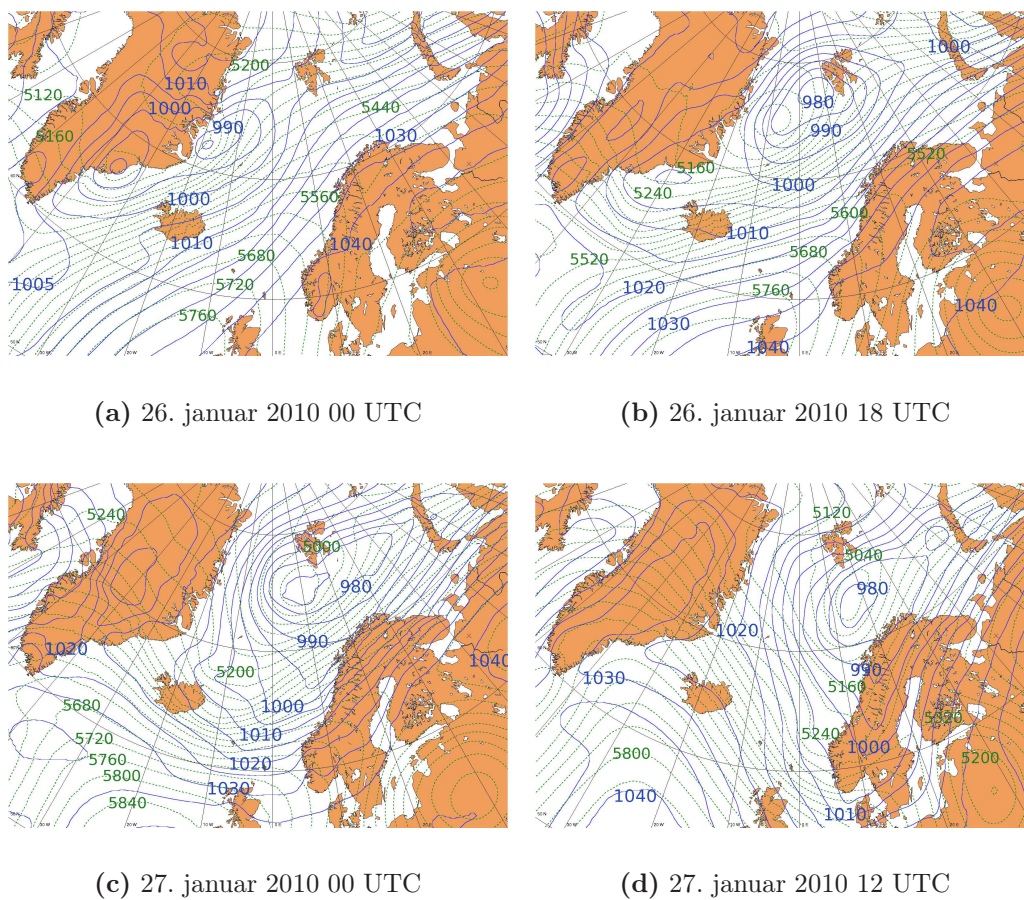
**Figur 4.25:** Vanndampbilder fra 25. januar 2010, med PV felt [PVU] i 300 hPa nivå.

Bilder fra satellitt vises i figur 4.25 sammen med PV-feltet i 300 hPa nivå. I begge figurene ser man at PV-feltet følger konturene til de tørre områdene bra. Tørrluftsinntrengningen er tydelig med det mørkeste området i figur 4.25(b), og det samsvarer godt med området med høyest potensiell virvlingsenheter, maks 7 PVU. Gradienten av PV ligger riktig plassert der hvor

nedsynkingen er, ses i overgangen mellom tørr og fuktig luft i figuren.

Figur 4.26 viser utviklingen av bakkestrykket i blått, og høyden til 500 hPa flaten i grønt, 26. og 27. januar da “Ask” påvirket Nord-Norge. Lavtrykket har splittet seg i to (figur 4.26(a)), en del har passert Danmarksstredet og ligger i Grønlandshavet, mens det andre lavtrykkssenteret ligger lenger vest. Begge beveger seg videre østover (fig. 4.26(b)). Her er det en veldig sterk trykkgradient over Nord-Norge, som er årsaken til den kraftige vinden fra sørvest. Det er rundt dette tidspunktet vindstyrken var størst i Nord-Norge. I høyden (500 hPa) har det også blitt en lukket syklonisk sirkulasjon som ligger med en tilt vestover i høyden fra lavtrykket på bakken. Dette fører til en videre fordypning av lavtrykket, grunnen til dette er forklart i de tidligere vær-situasjonene. I figur 4.26(c) har høydelavtrykket og bakkelavtrykket kommet i fase. Da vil det ikke være divergens i høyden over bakkelavtrykket, og det er i en avtakende fase. Vinden er fremdeles sørvestlig, men har avtatt for Nord-Norge sin del, og den strammeste trykkgradienten har beveget seg lenger øst. Figur 4.26(d) viser at “Ask” har blitt svekket, 27. januar 2010 12 UTC. Det er som regel baksiden av lavtrykket som kommer med kraftigst vind, det er motsatt i dette tilfellet. Dette er på grunn av den store trykkgradienten mellom lavtrykket “Ask”, og høytrykket over Russland.





**Figur 4.26:** Analysert trykk ved havnivå [hPa] (blå) og høyden av 500 hPa flaten [m] (grønn).



# Kapittel 5

## Oppsummering og konklusjon

Oppgaven gir et studie av fire forskjellige lavtrykksutviklinger som fant sted høsten 2009 og våren 2010. Alle situasjonene var innenfor varslingsområdet til det norske Meteorologiske institutt (met.no), og måtte derfor bli tatt hensyn til ved operasjonell varsling.

Den første vær-situasjonen beskrevet, 7. - 9. september 2009, ble varslet veldig bra. Denne er tatt med for å gi et eksempel på et vellykket varsel av en eksplosiv lavtrykksutvikling. Her er det likheter mellom PV-felt og vanndampbilde, i PV-vanndamp-metoden, og det er ikke behov for justeringer. Dette er et fint eksempel hvor modellen viste seg å være god.

Lavtrykks-situasjonen over Irland og Storbritannia 13. november 2009 hadde en dårlig prognose i starten av perioden. Utover i perioden ble prognosen forbedret, dette på grunn av ferskere initialbetingelser. Tross store ulikheter i modellene skapte ikke denne situasjonen noen store problemer for Norge, eller for varslingen hos met.no.

Den andre vær-situasjonen i november som hadde stor påvirkning på Danmark og Sør-Sverige, 18. november 2009, hadde også varslingsfeil, og er blitt nøyere studert med bruk av både PV-invertering, pseudo-vanndampbilder og ensembleprognoser fra NORLAMEPS.

“Ask” er den siste av de fire vær-situasjonene beskrevet. “Ask” påvirket Nord-Norge med kraftig vind 26. - 27. januar 2010. Dette lavtrykket ble varslet bra, og forvarsler ble sendt ut til lokalbefolkningen. Sammenlikningen mellom PV-felt og vanndampbilder viste ingen avvik, så det var ingen grunn til å gjøre PV-editering.

Lavtrykksutviklingen det er gjort PV-invertering og sammenlikning med NORLAMEPS medlemmer, er den som påvirket Danmark og Sør-Sverige 18. november 2009. I denne utviklingen økte sannsynligheten for en bedre simulering av den virkelige utviklingen av det eksplosive lavtrykket hvis man brukte PV-invertering og NORLAMEPS medlemmer som hjelpemiddel. Ved

bruk av NORLAMEPS alene var sannsynligheten for et så dypt lavtrykks-senter som analysen viste 17.5 %. Etter PV-invertering og sammenlikning av ensemblededlemmene med det nye modifiserte feltet for å velge ut ensemble-medlemmer og følge utviklingen deres, økte sannsynligheten for værhendelsen til 54 %.

I denne lavtrykksutviklingen ble sannsynligheten for den virkelige utviklingen av lavtrykket (dybde og plassering) betraktelig bedre, det samme gjelder for vindstyrken som økte med en Beaufort ved bruk av de utvalgte NORLAMEPS medlemmene. På grunnlag av dette kunne meteorologen på vakt ha hatt et bedre beslutningsgrunnlag i forhold til å varsle situasjonen.

### **Forslag til metode og videre forskning:**

Først må det påvises en modell feil ved bruk av PV-vanndamp-metoden. Pseudo-vanndampbilder kan også brukes for å sammenlikne modellen med virkeligheten. Dette gjøres fortløpende av meteorologen på vakt. Hvis meteorologen påviser feil, kan det blir gjort en PV-editering som videre inverteres for å få ut et nytt modifisert initialfelt. Anslått tid for dette er  $\sim 30$  minutter etter mye erfaring.

Når det nye modifiserte feltet er klart, kan:

- a) modellen rekjøres med det nye modifiserte initialfeltet, for å få en ny prognose av utviklingen.
- b) ensemblededlemmer studeres enkeltvis for å finne medlemmer som likner det modifiserte feltet. Videre kan man se på utviklingen prognosen til disse ensemblededlemmene har. I tillegg kan man se på medlemmer som har avvik med det modifiserte feltet som man vokter ned. Antatt tid for dette er  $\sim 30$  min etter mye erfaring.

Absolutt best beslutningsgrunnlag vil vakthavende meteorolog få ved å bruke både punkt a) og b).

Eksempelet i oppgaven indikerer at det er et potensial for at varslingen kan bli bedre hvis man tar hensyn til sannsynlighetsvarsler ved hjelp av å kombinere PV-invertering og NORLAMEPS medlemmer. Dette ene eksempelet viser forbedring av prognosen for værsituasjonen. Likevel kan man selvfølgelig ikke dra en endelig konklusjon basert på et eksempel.

# Referanser

- Appenzeller, C. og Davies, H. C. (1992) *Structure of stratospheric intrusions into the troposphere*. Nature, Vol. 358: s. 570 – 572.
- Browning, K. A. og Roberts, N. M. (1994) *Structure of a frontal cyclone*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 120: s. 1535 – 1557.
- Böttger, H.; Eckardt, M. og Katergiannakis, U. (1975) *Forecasting Extratropical Storms with Hurricane Intensity Using Satellite Information*. Journal of Applied Meteorology, Vol. 14: s. 1259–1265.
- Davis, C. A. (1992) *Piecewise Potential Vorticity Inversion*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 49: s. 1397–1411.
- Davis, C. A. og Emanuel, K. A. (1991) *Potential Vorticity Diagnostics of Cyclogenesis*. Monthly weather review, Vol. 119: s. 1929–1953.
- Demirtas, M. og Thorpe, A. J. (1999) *Sensitivity of Short-Range Weather Forecasts to Local Potential Vorticity Modifications*. Monthly Weather Review, Vol. 127: s. 922 – 939.
- ECMWF (2010) *Atmospheric model identification numbers*. Tilgjengelig fra: [http://www.ecmwf.int/products/data/technical/model\\_id/index.htm%1](http://www.ecmwf.int/products/data/technical/model_id/index.htm%1) (27.05.2010).
- Ertel, H. (1942) *Ein Neuer hydrodynamischer Wirbelsatz*. Meteor. Zeits, Vol. 59: s. 271–281.
- Evans, M. S.; Keyser, D.; Bosart, L. F. og Lackmann, G. M. (1994) *A Satellite-Derived Classification Scheme for Rapid Maritime Cyclogenesis*. Monthly Weather Review, Vol. 122: s. 1381 – 1416.
- Frogner, I.-L.; Haakenstad, H. og Iversen, T. (2006) *Limited-area ensemble predictions at the Norwegian Meteorological Institute*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 132: s. 2785–2808.
- Frogner, I.-L. og Iversen, T. (2001) *Targeted ensemble prediction for northern Europe and parts of the north Atlantic Ocean*. Tellus, Vol. 53A: s. 35–55.
- Frogner, I.-L. og Iversen, T. (2002) *High-resolution limited-area ensemble predictions based on low-resolution targeted singular vectors*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 128: s. 1321–1341.

- Haugen, J. E.; Aspelien, T.; Homleid, M.; Køltzow, M. og Vignes, O. (2008) *Operasjonell Hirlam med 12km, 8km og 4km gitter - beskrivelse av modelloppsett fra februar 2008 med verifikasjon fra parallellkjøringer*. Met.no note. Tilgjengelig fra:  
[http://met.no/Forskning/Publikasjoner/Publikasjoner\\_2008/filestore/metno\\_note\\_1\\_2008.pdf](http://met.no/Forskning/Publikasjoner/Publikasjoner_2008/filestore/metno_note_1_2008.pdf) (10.03.2010).
- Holton, J. R. (2004) *An Introduction to Dynamical Meteorology* (Elsevier Academic Press), 4. utgave.
- Hoskins, B. (1997) *A potential vorticity view of synoptic development*. Meteorological Applications, Vol. 4: s. 325–334.
- Hoskins, B. J.; McIntyre, M. E. og Robertson, A. W. (1985) *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 111: s. 877–946.
- Jensen, M. H.; Bjørge, D. og Frogner, I.-L. (2008) *Down-scaling of LAMEPS*. Met.no report. Tilgjengelig fra:  
[http://met.no/Forskning/Publikasjoner/metno\\_report/2008/filestore/re/downscaling\\_of\\_LAMEPS.pdf](http://met.no/Forskning/Publikasjoner/metno_report/2008/filestore/re/downscaling_of_LAMEPS.pdf) (16.03.2010).
- jp.dk (2009) *Stormen væltede lastbiler omkuld*. Tilgjengelig fra:  
<http://jp.dk/indland/trafik/article1891341.ece> (23.11.2009).
- Kalnay, E. (2003) *Atmospheric Modeling, Data assimilation and Predictability* (Cambridge University Press).
- Kristjánsson, J. E.; Thorsteinsson, S. og Ulfarsson, G. F. (1999) *Potential vorticity-based interpretation of the evolution of "The Greenhouse Low", 2-3 February 1991*. Tellus, Vol. 51A: s. 233–248.
- LaCasce, J. H. (2008) *GEF4500: Atmosphere-Ocean Dynamics*. Forelesningsnotater. Tilgjengelig fra:  
<http://www.uio.no/studier/emner/matnat/geofag/GEF4500/h08/gef45%00jhl.pdf> (04.05.2010).
- Liou, K. N. (2002) *An Introduction to Atmospheric Radiation* (Academic Press), 2. utgave.
- Meteorologisk institutt () *Meteorologisk arbeidsstasjon (Diana)*. Tilgjengelig fra:  
<http://met.no/?module=Articles;action=Article.publicShow;ID=636> (13.11.2009).
- Meteorologisk institutt (2006) *Meteorologileksikon*. Tilgjengelig fra:  
[http://retro.met.no/met/met\\_lex/a\\_f/index.html#E](http://retro.met.no/met/met_lex/a_f/index.html#E) (15.11.2009).
- Meteorologisk institutt (2010) *Meteorologileksikon*. Tilgjengelig fra:  
<http://metlex.met.no/wiki/Beaufortskalaen> (16.05.2010).
- Petterssen, S. og Smebye, S. J. (1972) *On the development of extratropical cyclones*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 97: s. 457 – 482.

- Røsting, B. og Kristjánsson, J. E. (2006) *Improving simulations of severe winter storms by initial modification of potential vorticity in sensitive regions*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 132: s. 2625–2652.
- Røsting, B. og Kristjánsson, J. E. (2008) *A successful resimulation of the 7–8 January 2005 winter storm through initial potential vorticity modification in sensitive regions*. Tellus, Vol. 60A: s. 604–619.
- Røsting, B.; Kristjánsson, J. E. og Sunde, J. (2003) *The sensitivity of numerical simulations to initial modifications of potential vorticity—a case-study*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 129: s. 2697–2718.
- Santurette, P. og Georgiev, C. G. (2005) *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis* (Elsevier Academic Press).
- Thorsteinsson, S.; Kristjánsson, J. E.; Røsting, B.; Erlingsson, V. og Ulfarsson, G. F. (1999) *A Diagnostic Study of the Flateyri Avalanche Cyclone, 24–26 October 1995, Using Potential Vorticity Inversion*. Monthly weather review, Vol. 127: s. 1072–1088.
- Unden, P.; Rontu, L.; Järvinen, H.; Lynch, P.; Calvo, J.; Cats, G.; Cuxart, J.; Eerola, K.; Fortelius, C.; Garcia-Moya, J. A.; Jones, C.; Lenderlink, G.; McDonald, A.; Mcgrath, R.; Navascues, B.; Nielsen, N. W.; Degaard, V.; Rodriguez, E.; Rummukainen, M.; Sattler, K.; Sass, B. H.; Savijarvi, H.; Schreur, B. W.; Sigg, R.; The, H. og Tijn, A. (2002) *HIRLAM-5 Scientific Documentation*. Tilgjengelig fra:  
<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.6.3794> (09.04.2010).
- Wallace, J. M. og Hobbs, P. V. (2006) *Atmospheric Science An Introductory Survey* (Academic Press), 2. utgave.
- Weldon, R. B. og Holmes, S. J. (1991) *Water vapor imagery: interpretation and applications to weather analysis and forecasting*. NOAA Technical Report NESDIS 57, US Department of Commerce, Washington D.C.
- yr.no (2009) *Kraftig uvær i Danmark og Sverige*. Tilgjengelig fra:  
<http://www.yr.no/nyheter/1.6872116> (23.11.2009).